

Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta
Ústav pro životní prostředí

Studijní program: Ekologie a ochrana prostředí

Studijní obor: Ochrana životního prostředí



Jak se hydrologicky podílí mlha na atmosférické depozici?
Využití stabilních izotopů.

What is the water contribution of fog to atmospheric deposition? Use of stable isotopes.

Bc. Darina Hanusková

Diplomová práce

Vedoucí práce: doc. RNDr. Iva Hůnová, CSc.

Konzultantka: Mgr. Kateřina Jandová, Ph. D.

Praha, 2018

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem tuto diplomovou práci vypracovala samostatně pod vedením svého školitele a že všechny použité zdroje a literatura jsou řádně citovány. Rovněž prohlašuji, že předložená práce nebyla využita jako závěrečná práce k získání jiného vysokoškolského titulu.

V Praze, 15. 8. 2018

Podpis

Ráda bych poděkovala své školitelce doc. RNDr. Ivě Hůnové, CSc. a své konzultantce Mgr. Kateřině Jandové, Ph.D. za pomoc při přípravě mé diplomové práce, za jejich laskavost a trpělivost a za cenné odborné rady a připomínky. Dále bych pak chtěla poděkovat panu Ing. Miroslavu Tesařovi, CSc. za zajištění odběru vzorků, poskytnutí fotografií a rad při zpracování mé práce.

Obsah

Abstrakt	6
Abstract.....	6
Použité zkratky	7
1 Úvod.....	8
1.1 Cíle práce.....	9
1.2 Hypotézy práce.....	9
2 Izotopy.....	10
2.1 Stabilní izotopy	10
2.1.1 Základní procesy stabilních izotopů.....	11
2.1.2 Kvantifikace stabilních izotopů.....	11
2.2 Stabilní izotopy kyslíku a vodíku.....	13
2.3 Využití stabilních izotopů	14
2.4 Globální a lokální meteorická čára vody.....	14
2.5 Chemická analýza stabilních izotopů.....	18
2.6 Izotopové složení mlhy	19
3 Mlha	21
3.1 Vznik mlhy.....	22
3.2 Výskyt mlhy	22
3.3 Druhy mlhy	24
4 Atmosférická depozice.....	25
4.1 Složení mlhy.....	26
4.2 Monitoring mlhy	27
4.3 Odběr vertikálních srážek.....	28
4.4 Odběr horizontálních srážek.....	29
5 Metodika	31
5.1 Odběr vzorků.....	31
5.1.1 Odběr mlžné vody	33
5.1.2 Odběr vzorků padajících srážek	34
5.2 Uchování a příprava vzorků k analýze	35
5.3 Analýza vzorků	36

5.3.1	Stanovení stabilních izotopů	36
5.3.2	Očekávané výsledky epizod srážek	37
5.4	Výpočet hydrologického podílu mlhy na atmosférické depoizici	39
5.5	Statistická analýza	39
6	Výsledky	39
6.1	Poměrné izotopové složení $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ ve sledovaných oblastech.....	39
6.2	Porovnání $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ srážek, mlhy a throughfallu	42
6.3	Porovnání s modelem GNIP.....	44
6.4	Podíl mlhy	45
7	Diskuze.....	46
7.1	Srovnání izotopových hodnot srážek	46
7.2	Srovnání sledovaných oblastí.....	47
7.3	Porovnání sledovaných lokalit	49
7.4	Mlha a srážky	49
7.5	Throughfall a srážky.....	50
7.6	Podíl mlhy na atmosférické depozici	51
7.7	Závěrečná doporučení	51
8	Závěr	52
9	Seznam literatury.....	53
10	Přílohy	64

Abstrakt

Cílem diplomové práce bylo odhadnout podíl mlhy na atmosférické depozici s využitím stabilních izotopů. V rámci této práce bylo poprvé v České republice (ČR) zjišťováno poměrné izotopové složení $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ mlhy. Současně bylo zjišťováno i složení deště a throughfallu. Odběry jednotlivých typů srážek probíhaly na pěti odběrových lokalitách Akademie věd ČR v rámci tří horských oblastí ČR – Krkonoš, Šumavy a Jizerských hor v průběhu měsíce října a listopadu 2017. Jednalo se o 14denní kumulativní odběry. Analýza stabilních izotopů ^{18}O a ^2H byla provedena pomocí přístroje TC/EA ThermoBremen a hmotnostního spektrometru Delta ThermoBremen na Jihočeské univerzitě v Českých Budějovicích. V rámci práce bylo potvrzeno, že je mlha ve srovnání s deštěm izotopově těžší. U $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ srážek a mlhy nebyl mezi jednotlivými oblastmi zaznamenán statisticky významný rozdíl. S pomocí jednoduché lineární směšovací rovnice byl vypočítán hydrologický podíl mlhy na atmosférické depozici pro dvě horské oblasti, a to Krkonoše a Šumavu. Podíl mlhy na atmosférické depozici na Šumavě je pro $\delta^{18}\text{O}$ 4,7 % a pro $\delta^2\text{H}$ 6,4 %. Pro jednu lokalitu v Krkonoších je hydrologický podíl na atmosférické depozici pro $\delta^{18}\text{O}$ 3,6 %.

Klíčová slova: stabilní izotopy, kyslík, vodík, mlha

Abstract

The objective of the Master thesis is to estimate the fog contribution on atmospheric deposition with the usage of stable isotopes. The crucial part of the thesis was to perform (first of its kind in the Czech Republic) the relative isotope composition $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ of fog. In the same time, the composition of rain and throughfall was performed. The collection of each type of precipitation took place in five sampling points of Academy of Science within three mountain regions including Krkonoše, Šumava and Jizerské Hory during October and November 2017. The sampling took 14 days in total and it was performed by using TC/EA ThermoBremen and mass spectrometer Delta ThermoBremen at South Bohemian University in České Budějovice. The results confirmed that fog is isotopically heavier in comparison to regular rain. As for the relative isotope composition $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ of each areas, no significant difference was observed. Results of the fog participation on atmospheric deposition in Krkonoše and Šumava can be seen after drafting a simple linear mixing model. The fog contribution on atmospheric deposition in Šumava for $\delta^{18}\text{O}$ is 4,7 % and for $\delta^2\text{H}$ is 6,4 %. For one area in Krkonoše, the average participation for $\delta^{18}\text{O}$ is 3,6 %.

Key words: stable isotopes, oxygen, hydrogen, fog

Použité zkratky

AV – akademie věd

ČR – Česká republika

ČHMU – Český hydrometeorologický ústav

ČVUT – České vysoké učení technické v Praze

GISP – Greenland Ice Sheet Precipitation

GNIP – Global Network of Isotopes in Precipitation

GNIR – Global Network of Isotopes in Rivers

CH – Churáňov

GMWL – Global Meteoric Water Line (globální meteorická čára vody)

IAEA – International Atomic Energy Agency

IRMS – Isotope Ratio Mass Spectrometry

Jiz – Jizerské hory

Krk – Krkonoše

LMWL – Local Meteoric Water Line (lokální meteorická čára vody)

LB – Labská bouda

M – Malá Mokrůvka

ML – mlha

PE – polyethylen

SH – Studniční hora

SLAP – Standard Light Antarctic Precipitation, Standardní antarktická voda

SMOW – Standard Mean Ocean Water (standard průměrné mořské vody)

SR – srážky

Šum – Šumava

TH – throughfall

WMO – světová meteorologická organizace

1 Úvod

Atmosférická depozice představuje významný vstup znečišťujících látek (síry, dusíku atd.) do ekosystémů. Po významném snížení emisí SO_2 nejen u nás, ale i ve střední Evropě představuje u nás i v Evropě hlavní problém zejména atmosférická depozice dusíku (Hůnová et al., 2016, 2017). V horských oblastech (obecně s nadmořskou výškou nad 800 m n. m.) popřípadě v pobřežních oblastech představuje důležitý látkový vstup atmosférické depozice vodního aerosolu z mlhy a nízké oblačnosti na zemský povrch (Nagel 1956; Zelený 1967; Zadroga 1981; Lovett et al. 1982; DeLay, Giambelluca 2010). Vzhledem k vysoké rychlosti větru, skladbě jehličnatých porostů v horských oblastech a dlouhým časovým intervalům, kdy je lesní porost ponořen do mlhy či větrem hnané nízké oblačnosti je v těchto oblastech podíl depozice (mlžné a oblačné vody) na vegetační porost vysoký. Horizontální srážky mohou mít významný vliv rovněž v urbanizovaných oblastech. Silně znečištěné ovzduší a členitý povrchu přispívají i zde ke zvýšené depozici horizontálních srážek (Brewer et al. 1983).

Podíl horizontálních srážek na celkové atmosférické depozici je značný díky tomu, že mineralizace vod mlh je až řádově vyšší, než je tomu u deště (Fišák, Řezáčová 2000, Tesař et al. 2004, Vysoudil 2002). V našich podmínkách dosahuje faktor obohacení neboli poměr měřených koncentrací majoritních iontů – tedy SO_4^{2-} , NO_3^- , NH_4^+ v mlžné a srážkové vodě na Šumavě hodnot do 12, v Krkonoších do 15 a v Jizerských horách do 23 (Tesař et al. 2004). Podíl látek přenesených horizontálními srážkami tak může převýšit transport spojený se srážkami padajícími. Množství horizontálních srážek je však velmi proměnlivé a obtížně kvantifikovatelné (Tesař et al. 2004).

Na základě geostatistického modelu bylo odhadnuto, že přibližně na 50 % rozlohy českých lesů přispívá mlha k celkové depozici síry srovnatelně s deštěm (Hůnová et al. 2011). Na základě měření prováděných Ústavem pro hydrodynamiku AV ČR bylo odhadnuto, že na Šumavě činí roční příspěvek vody z mlhy kolem 10 % měřeného ročního srážkového úhrnu, zatímco v Jizerských horách a Krkonoších je to 15 až 20 %. (Tesař et al. 2004). To je méně než se v literatuře uvádí například pro německou stranu Krušných hor, a to 25 % (Lange et al. 2003) či pro Sudety v sousedním Polsku až 60 % (Blaš et al. 2010).

Vzhledem k důležitosti horizontálních srážek byly postupem času vytvářeny metody pro hodnocení jejich vstupu do ekosystémů (Schemenauer, Cereceda 1992). Pro tento účel lze využít stabilních izotopů. Stabilní izotopy jsou účinným nástrojem pro rozlišení původu vzorku meteorické vody a to díky jejímu rozdílnému složení izotopů kyslíku nebo vodíku z různých zdrojů. Lze je tedy využít jako tzv. stopovače (Ingraham, Mathews 1995; Dawson 1998, Scholl et al. 2002, 2011; Graf et al. 2018). Je známo, že déšť a mlha se liší v izotopickém poměru $^2\text{H}/^1\text{H}$ a $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ a je tedy možné určit zdroj vody (déšť či mlhu) ve vzorku srážek (Fischer, Still 2007; Scholl et al. 2010; Uehara, Kume 2012). Z předchozích studií vyplývá, že je mlha obohacena o těžší izotopy ^2H a ^{18}O ve srovnání se srážkami ze stejného regionu (Gonantini, Longinelli 1962; Aravena et al. 1989;

Ingraham, Matthews 1988, 1990, 1995). Pro kvantifikaci zastoupení mlhy v jakémkoliv jiném zdroji (půdní voda, xylem, throughfall) lze využít jednoduchou směšovací rovnici (Dawson 1993; Phillips, Gregg 2001; Corbin et al. 2005).

Studií, které se zabývají izotopovým složením mlhy, je velmi málo a v rámci ČR nebylo její izotopové složení doposud nikdy zkoumáno. Chemické složení horizontálních srážek je sledováno v rámci ČR od konce 80. let 20. století ve vybraných horských oblastech (Šumava, Jizerské hory a Krkonoše) a v několika urbanizovaných lokalitách. Izotopové složení je sledováno pouze u srážek v oblasti Jizerských hor v povodí Uhlířská (Šanda et al. 2008). V rámci této diplomové práce jsou poprvé využity stabilní izotopy ke kvantifikaci podílu mlžné vody na atmosférické depozici. Pro výpočet podílu je nutné mít tři typy odběru, a to čistou mlžnou vodu nekontaminovanou deštěm, čistou dešťovou vodu nekontaminovanou mlhou a směsný vzorek deště a mlžné vody, tzv. throughfall. Tyto vzorky byly odebírány v průběhu měsíce října a listopadu v roce 2017 na odběrných lokalitách AV ČR ve třech horských oblastech – Krkonoších, Jizerských horách a Šumavě.

1.1 Cíle práce

1. Zjistit $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ v mlze, dešti a throughfallu u studovaných oblastí (Krkonoše, Šumava a Jizerské hory).
2. Srovnat poměrné izotopové složení $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ mezi oblastmi a lokalitami.
3. Výpočítat podíl mlhy vody na celkové depozici ve studovaných horských oblastech.

1.2 Hypotézy práce

1. Není podstatný rozdíl poměrného izotopového složení $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ v Krkonoších, Jizerských horách.
2. Mlha se hydrologicky podílí významnou měrou na atmosférické depozici (okolo 30 %).
3. Rozdíl mezi hydrologickým podílem mlhy na atmosférické depozici v Krkonoších, Jizerských horách a na Šumavě není podstatný.

2 Izotopy

V přírodě se mohou vyskytovat atomy jednotlivých chemických prvků v různých formách. Jako izotopy neboli izotopické nuklidy označujeme formy téhož chemického prvku se stejným počtem protonů, ale odlišným počtem neutronů v jádře například izotopy kyslíku ^{18}O a ^{16}O (Hladíková 1988). K označení izotopů využíváme nukleonové číslo, které je tvořeno součtem protonů a neutronů (Sulzman 2007). Izotopy mají díky shodnému počtu protonů stejné chemické vlastnosti. Odlišný počet neutronů však přímo ovlivňuje hmotnost jeho jádra a tím významně ovlivní i jeho fyzikální vlastnosti (Cabicar 1982). Díky rozdílné atomové hmotnosti, která vede k mírně odlišné reakční kinetice a různým vazebným energiím, lze izotopy využít při různých chemických analýzách. Rozdílnou hmotnost atomu můžeme uvést na příkladu atomu deuteria, který je dvakrát těžší než atom vodíku (Sulzman 2007, Schoeller 1999). Na vlastnostech izotopu se nepřímo podílí i elektronový obal, který je zodpovědný za chemické reakce a schopnost vytvářet sloučeniny (Šantrůček et al. 2014).

2.1 Stabilní izotopy

Jeden prvek může mít několik izotopů - nejčastěji jeden až čtyři (Kovačiková, Brůžek 2008). V Tab. 1 jsou uvedeny izotopy jednotlivých prvků a jejich výskyt v přírodě. Například atom kyslíku se v přírodě vyskytuje ve třech izotopech (Kubištová 2011). Izotopy můžeme rozdělit na stabilní a nestabilní (radioaktivní). Celkově existuje 329 nuklidů, přičemž 273 z nich je stabilních a jedná se především o izotopy lehkých prvků jako je kyslík nebo uhlík. Druhou skupinu tvoří nestabilní izotopy, kterých je 56 a tvoří ji především izotopy středně těžkých a těžkých prvků například stroncium a olovo (Kovačiková, Brůžek 2008). Rozdíl mezi těmito dvěma typy prvků spočívá v tom, že radioaktivní prvky se samovolně rozpadají a zároveň emitují záření. Během tohoto rozpadu zpravidla dochází k přeměně jednoho prvku na jiný. Poločas rozpadu, což je doba, za kterou se rozpadne pravděpodobně polovina původního počtu jader, představuje základní kritérium pro určení stability. Pokud je tato doba delší než 10^{18} roků, pak se jedná o stabilní prvek. Takto dlouhá doba rozpadu je limitující pro současnou měřicí techniku detekce radioaktivního rozpadu.

Tab. 1: Výskyt jednotlivých stabilních izotopů (upraveno podle Sharp 2017)

Prvek	Izotop	Výskyt v přírodě v %
uhlík	^{12}C	98,98
	^{13}C	1,02
vodík	^1H	98,98
	^2H	1,02
dusík	^{14}N	99,63
	^{15}N	0,37
kyslík	^{16}O	99,76
	^{17}O	0,04
	^{18}O	0,20

2.1.1 Základní procesy stabilních izotopů

V biochemických procesech v přírodě je rychlost klíčovým prvkem, který ovlivňuje odlišné chování jednotlivých izotopů. Základním pochodem, kterým se při studiu těchto procesů zabýváme, je frakcionace. Izotopovou frakcionaci lze charakterizovat jako dělení celku na menší části lišící se od původní směsi v zastoupení izotopů. Vzniklý poměr izotopů jednotlivých prvků se mění v závislosti na teplotě. Existují dva typy frakcionace, a to kinetická a rovnovážná (Fry 2006). Frakcionace izotopů vodíku a kyslíku, které se vyskytují v atmosféře a hydrosféře umožňují sledování klimatických změn a hydrologických jevů.

Kinetická frakcionace probíhá v důsledku rozdílné molekulární difuzivity, která vede k jednosměrným, ireverzibilním chemickým a fyzikálním reakcím (Šantrůček et al. 2018). Jedná se například o odpařování vody a kondenzaci vodní páry. Sloučenina, která vznikla při kinetické frakcionaci, je v porovnání s původní fází či sloučeninou ochuzena o těžší izotopy, a to z toho důvodu, že lehčí izotopy jsou mobilnější a může tak docházet k jejich separaci od izotopů těžších (Hoefs 2009).

Rovnovážná frakcionace je spojena s rovnovážnou reakcí – například chemická rovnováha mezi sloučeninami nebo fyzikální rovnováha voda-vodní pára. Snahou systému je dosáhnout stabilního uspořádání, tedy nejnížší možné energie (Hladíková 1988).

V přírodě nejsou procesy vždy striktně kinetické nebo rovnovážné (Fry 2006). Oba druhy frakcionace jsou ovlivněny několika faktory, například se zvyšující se teplotou se izotopový rozdíl mezi sloučeninami snižuje a při velmi vysokých teplotách téměř mizí. V případě izotopu vodíku a kyslíku se jedná o frakcionaci v podobě evaporace a kondenzace (Šantrůček et al. 2018).

2.1.2 Kvantifikace stabilních izotopů

Jednou z možností, jak kvantifikovat stabilní izotopy je izotopový poměr. Tento poměr vyjadřuje poměr těžšího, vzácnějšího izotopu k izotopu lehčímu a běžnějšímu např. $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ (Scholl et al. 2011; Sharp 2017). Takto vyjádřená kvantifikace přirozených stabilních izotopů není moc vhodná, protože výskyt vzácnějšího izotopu je opravdu malý, nejčastěji kolem 1 % (Procházka 2006). Proto se v praxi častěji využívá relativní vyjádření vztahené ke standardu a tuto novou veličinu můžeme vzhledem k matematické konstrukci nazývat poměrné izotopové složení (Šantrůček et al. 2014). Relativní poměr těžkého a lehkého izotopu vzorku (R_{vz}) se stanovuje v laboratoři pomocí hmotnostního spektrometru a ten je pak porovnán se stejným poměrem mezinárodního standardu (R).

Relativní poměr se značí symbolem δ , je vyjádřen v ‰ a je dán tímto výrazem (Scholl et al. 2014):

$$\delta = [(R_{\text{vz}} - R_s)/R_s] * 1000 \text{ [‰]}$$

R_{vz} = relativní poměr vzorku, R_s = relativní poměr standardu

Tento vztah udává, jak se liší izotopový poměr našeho vzorku od mezinárodně uznávaného standardu, který má každá dvojice izotopů. Jako standard jsou používány látky, které jsou izotopově homogenní (Tab. 2).

Tab. 2: Izotopové poměry R mezinárodních standardů stabilních izotopů (upraveno podle Šantrůček et al. 2014)

Mezinárodní název standardu	Označení	Izotopy	R
Vienna Standard Mean Ocean Water (standard průměrné mořské vody)	VSMOW	$^2_1\text{H} / ^1_1\text{H}$	$1,5576 \cdot 10^{-4}$
		$^{18}_8\text{O} / ^{16}_8\text{O}$	$2,0052 \cdot 10^{-3}$
PeeDee Belemnite (mořský fosilní vápenec z Jižní Karolíny)	PDB	$^{13}_6\text{C} / ^{12}_6\text{C}$	$1,1180 \cdot 10^{-2}$
		$^{18}_8\text{O} / ^{16}_8\text{O}$	$2,0672 \cdot 10^{-3}$
Air (atmosférický vzduch)	AIR	$^{15}_7\text{N} / ^{14}_7\text{N}$	$3,6765 \cdot 10^{-3}$
Canyon Diablo Troilite (troilit z meteoritu z kaňonu Diablo)	CDT	$^{34}_{16}\text{S} / ^{32}_{16}\text{S}$	$4,41626 \cdot 10^{-2}$

Látky, které by mohly být využity jako standard pro vodní vzorky, už jsou však vyčerpány, a proto byly ve Vídni ve spolupráci s Agenturou pro atomovou energii připraveny standardy pro vzorky o shodném složení jako ty původní. Nové standardy mají v označení ještě navíc písmeno V (VSMOW) a požívají se jako referenční materiál od roku 1967. Jsou skladovány v Paříži v BIMP (Bureau International des Poids et Mesures) a v IAEA (International Atomic Energy Agency) ve Vídni (Hoefs 2009). Postupem času docházelo k postupnému odčerpávání standardů, a proto byla vyvinutá nová téměř shodná směs nesoucí název VSMOW2 a SLAP2 (Standard Light Antarctic Precipitation 2). Oceánská voda, která představuje referenční materiál, má hodnotu δ rovnu nule a obsah minoritního izotopu je tak shodný se standardem (IAEA, Gröning, VanDuren, Andreescu 2007). Standard SLAP2 nahradil dříve využívaný standard GISP (Greenland Ice Sheet Precipitation), se kterým bylo možné porovnat užší rozsah izotopových hodnot kyslíku a vodíku (Hut 1987).

Ze záporné hodnoty odchylky ($\delta < 0$) lze vyvodit, že poměr těžšího a lehčího izotopu je menší než je poměr standardu, proto je vzorek ve srovnání se standardem izotopově lehčí. Naproti tomu čím vyšších hodnot odchylka nabývá ($\delta > 0$), tím je vzorek izotopově těžší a je tedy o minoritní izotop ochuzen (Procházka 2006). Coplen et al. (2002) uvádí, že ve vodě vyskytující se na Zemi se δ pohybuje v rozmezích -495 až +129 ‰ pro δD a -62,8 až +31,3 ‰ pro $\delta^{18}\text{O}$. Chyba při stanovení (resp. standardní odchylka) bývá při analýzách současnou běžnou technikou pro $\delta^2\text{H}$ pod 1 ‰ a pro $\delta^{18}\text{O}$ pod 0,2 ‰, proto můžeme poměrně spolehlivě sledovat izotopové složení vody v různých zdrojích na naší planetě (Mook, de Vries 2001). Běžná odchylka $\delta^{18}\text{O}$ ve srážkách a ostatních vodách se v podmínkách České republiky pohybuje v rozmezí -2 ‰ až -20 ‰ a v případě $\delta^2\text{H}$ 5 ‰ až -150 ‰ (Šanda et al. 2011).

Rozdílná hmotnost izotopů má za následek rozdílné chování atomů, a proto se kromě veličiny poměrného izotopového složení δ udávající odchylku vzorku od standardu setkáváme v praxi s veličinou **izotopové frakcionace Δ** . Tato veličina vyjadřuje izotopovou změnu během procesu nebo reakce a zavedena byla při zkoumání izotopu ^{13}C , který je během fotosyntetických reakcí znevýhodňován téměř všemi dílčími procesy. V biologii a chemii je tato veličina hojně využívána (Šantrůček et al. 2014).

Fry (2006) uvádí, že izotopovou frakcionaci lze vyjádřit pomocí následující rovnice:

$$\Delta = [(Rr - Rp) / Rp] \cdot 1000 [‰]$$

Rr = relativní poměr reaktantu, Rp = relativní poměr produktu

Z rovnice vyplývá, že v případě kladného výsledku $\Delta > 0$ je vzorek ochuzen o minoritní (těžší) izotop, při záporném výsledku $\Delta < 0$ je vzorek o minoritní (těžší) izotop obohacen. Matematickou úpravou lze získat i rovnici s užitím poměrného izotopového složení ve tvaru $\Delta = \delta r - \delta p [‰]$, kdy získáme odhad frakcionace odečtením poměrného izotopového složení výchozích látek a produktu (Sharp 2017).

2.2 Stabilní izotopy kyslíku a vodíku

Kyslík se vyskytuje jak ve vodě, tak v atmosféře ve třech izotopech ^{16}O , ^{17}O , ^{18}O . Nejrozšířenějším izotopem kyslíku je ^{16}O , který představuje 99,765 % atomů kyslíku. Následuje ^{18}O představující 0,1995 % a nejvzácnější je ^{17}O . Pro izotopovou analýzu se nejčastěji využívá pouze ^{16}O a ^{18}O a stanovuje se jejich poměr ve tvaru $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, neboť četnost izotopu ^{18}O je vyšší než četnost izotopu ^{17}O (Hladíková 1988). Jako mezinárodní standard se využívá průměrná hodnota oceánské vody, označovaná jako SMOW – *Standard Mean Ocean Water* (Fry 2006). Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ jsou ovlivněny jednak klimatickými podmínkami jako je množství místních srážek a kolísání ročních teplot s čímž souvisí i vliv zvyšující se nadmořské výšky a vzdálenosti od moře. Yurtsever a Gat v roce 1981 studovali paleoklimatické jevy a zjistili, že rozdíl $\delta^{18}\text{O}$ o 1 ‰ odpovídá změně teploty prostředí o 2,6 °C. Salamalikis et al. (2016) uvádějí, že se změnou teploty o 1 °C se změní $\Delta \delta^{18}\text{O}$ v rozsahu o 0,11–0,47 ‰. V případě nadmořské výšky se mění každých 100 m n. m. o 0,4 ‰.

Vodík se v přírodě vyskytuje ve třech izotopech, a to ^1H , ^2H deuterium (D) a ^3H tritium (T), který je nestabilní (Fry 2006). Co se zdrojů týče, převážná většina vodíku se nachází v koloběhu vody. Hlavní zásobárnou vodíku je oceán a jeho složení slouží jako standard pro izotopové analýzy vody. Stejně jako izotopy kyslíku i množství izotopů vodíku závisí například na teplotě. Vodní pára je oproti kondenzované vodě ochuzená o ^2H a voda z různých zdrojů tak vykazuje různý poměr $^2\text{H}/^1\text{H}$. Tento poměr je porovnáván stejně jako izotopy kyslíku se standardem průměrné hodnoty oceánské vody (Rosman, Taylor 1998 in Hoefs 2009).

Izotopy vodíku společně s izotopy kyslíku označujeme jako izotopy vody a jelikož existuje několik forem vodíku a kyslíku, není voda všude stejná, ale tvoří několik izotopových kombinací tzv. izotopology. Nejčastěji tvoří $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$, $^1\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}$ a $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$ (Mook, de Vries 2001). Voda v oceánech má asi v 98,8 % izotopovou podobu $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$. Těžký kyslík obsahuje přibližně 0,200 % molekul a těžký vodík namísto lehkého jen asi 0,015 % molekul (Šantrůček et al. 2014).

2.3 Využití stabilních izotopů

Stabilní izotopy mají široké využití například v paleoklimatologii, geologii, biologii a hydrologii (Bowen 2010, Šanda et al. 2011). Krátce poté co byl objeven izotop kyslíku ^{18}O (Giaque, Johnston 1929 in Kendall, McDonnel 1998) a deuteria (Urey 1939 in Kendall, McDonnel 1998) byla snaha určit obsah izotopů přírodních vod pomocí hustoty nebo jiných fyzikálních vlastností vody. První úspěšné určení obsahu izotopů deuteria v přírodních vodách bylo provedeno v rámci projektu Manhattan při vývoji štěpné jaderné bomby, kdy byl využit hmotnostní spektrometr (Kendall, McDonnel 1998). Tato metoda a její vybavení byly vylepšeny Friedmanem (1953), který publikoval obsah deuteria ve velkém množství vzorků přírodních vod. Z dat o izotopovém složení srážek publikoval Craig (1961) studii, která ukázala praktické možnosti jejich sledování a také umožnila zformulování základních teplotních a geografických zákonitostí jejich rozmístění v hydrosféře.

Od roku 1961 probíhá kontinuální měření deuteria a izotopu ^{18}O v hydrologickém cyklu na stanicích IAEA a WMO v rámci celosvětové monitorovací sítě izotopů ve srážkách GNIP (Global Network of Isotopes in Precipitation) a v roce 2007 byla doplněna o databázi globálního měsíčního sledování izotopů v povrchových tocích GNIR (Global Network of Isotopes in Rivers).

První publikace o užití izotopů v povodí na území někdejšího Československa pochází z povodí Modrého potoka v Krkonoších z přelomu 60. a 70. let minulého století (Dinçer et al. 1970). V rámci této publikace byly rozčleněny složky odtoku v období tání sněhu. Aplikací stabilních izotopů v různých spektrech se zabývá i České geologická služba, a to v například v hydrologii a v biochemii (Bůzek et al. 2009; Hruška, Krám 2003).

2.4 Globální a lokální meteorická čára vody

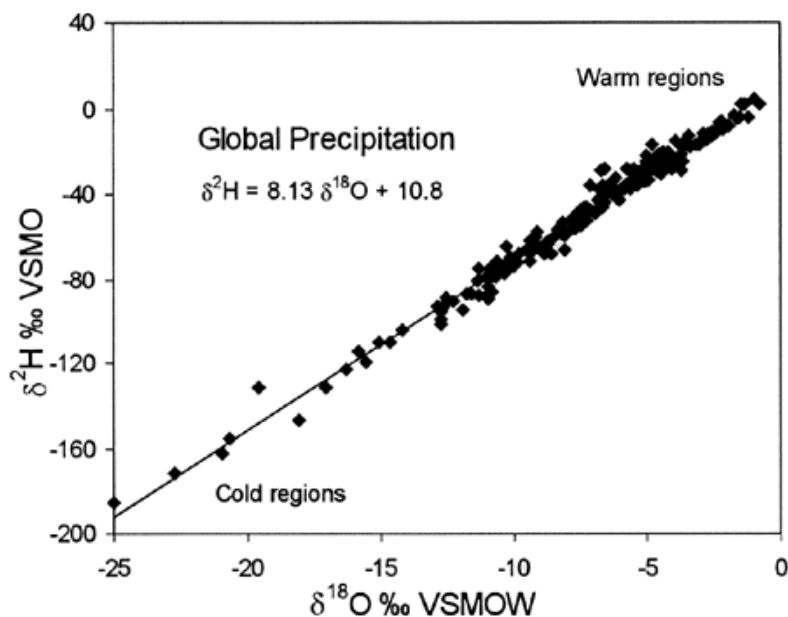
Závislost mezi $\delta^{18}\text{O}$ na $\delta^2\text{H}$ lze vyjádřit pomocí meteorické čáry vody. Rozlišujeme globální a lokální meteorickou čáru vody (Ichiyangi 2007). Globální meteorickou čáru vody (GMWL – Global meteoric water line) empiricky stanovil Craig v roce 1961 (Obr. 1). Tuto křivku lze vyjádřit pomocí rovnice (Scholl et al. 2007):

$$\delta^2\text{H} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 10$$

Závislost mezi $\delta^{18}\text{O}$ na $\delta^2\text{H}$ na lokální úrovni zachycuje lokální meteorická čára vody (LMWL – Local meteoric water line).

Z této závislosti se následně odvozuje ještě další veličina, a to deuteriový přebytek stanovený pomocí rovnice (Clark, Fritz 1997):

$$d = \delta^2\text{H} - 8 \delta^{18}\text{O}$$



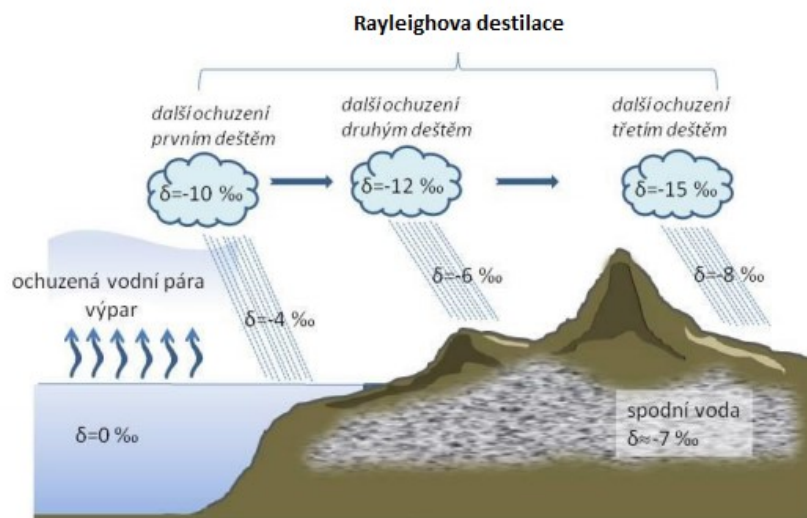
Obr. 1: Globální meteorická čára vody (Clark, Fritz (1997))

Deuteriový přebytek pro srážkovou vodu obvykle nabývá hodnotu okolo 10. Důležité je si však uvědomit, že se jedná pouze o vodu srážkovou nebo o vodu uloženou ve vrstvách hornin. V případě, kdy bychom analyzovali vodu vystavenou intenzivnímu výparu, docházelo by ke kinetické frakcionaci a hodnoty by ležely mimo globální meteorickou přímku (Obr. 1).

Sharp (2017) uvádí, že deuteriový přebytek či nadbytek izotopů je ovlivněn několika faktory:

- teplotou a klimatem,
- vzdáleností od oceánu,
- nadmořskou výškou,
- zeměpisnou šířkou,
- ročním obdobím,
- vlhkostí vzduchu.

Při výparu dochází k tomu, že deficit deuteriového přebytku nabývá záporných hodnot, což je způsobeno tím, že molekuly vody obsahující těžší izotop mají menší tendenci k vypařování než ty s izotopem lehčím. Během vypařování je tak voda postupně ochuzována o lehčí izotopy ^1H a ^{16}O oproti vodě oceánu. V opačné situaci, kdy dochází ke kondenzaci, nabývá δ vyšších hodnot (Sharp 2017). Vyšší hodnoty deficitu jsou způsobeny tím, že větší tendenci ke shlukování mají těžší molekuly a vzorek je tak izotopově těžší. Většinou se však stále jedná o záporné hodnoty vzhledem ke standardu VSMOW. Při přechodu oblaku dále od oceánu a opakovanému odpařování a kondenzaci se stává zdrojový mrak stále lehčí a lehčí. Tento děj opakované destilace nazýváme Rayleighova destilace (Clark, Fritz 1997, Obr. 2).



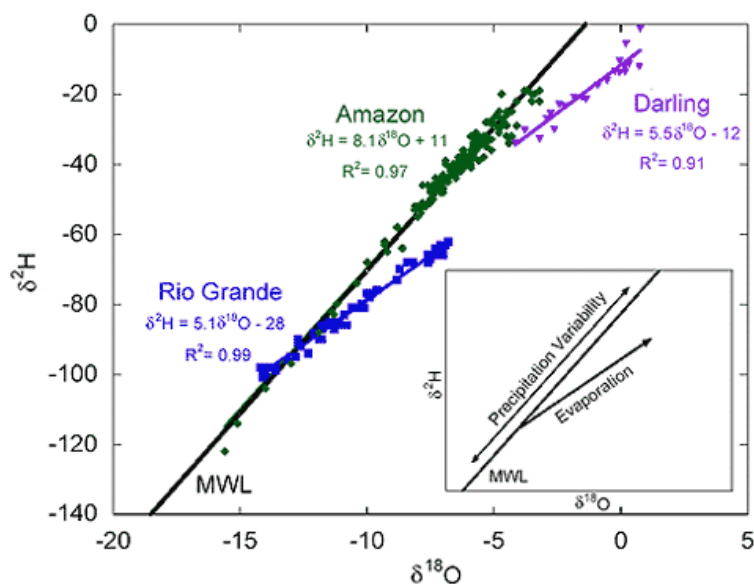
Obr. 2: Znázornění procesu Rayleighovy destilace (Šantrůček et al. 2014)

Tento děj se projeví v hydrologickém cyklu, kdy je počáteční voda, která se dostala do cyklu postupně směrem do vnitrozemí ochuzována o těžší izotopy (Rozanski et al. 1993). Tento ukazatel umožňuje odhadnout původ a teplotní poměry vzdušných mas přinášejících srážky, jelikož deuteriový přebytek charakterizuje opakovaný výpar srážkové vody před dopadem kapek na zem. S tímto efektem se setkáme především ve velkých povodích, kde jsou srážky různého atmosférického původu (Šanda et al. 2011).

Vliv vzdálenosti od oceánu je patrný z Obr. 2. Průměrný deficit izotopu vodíku se směrem do vnitrozemí zvyšuje. Roli zde hraje i nadmořská výška. Čím vyšší nadmořská výška, tím bude sníh nebo déšť izotopově lehčí. V nižších nadmořských výškách klesá δ o 1,6 ‰ a ve vyšších nadmořských výškách o 4,8 ‰ na každých 100 m výšky. Ichianagi (2007) uvádí pro Evropu změnu izotopů kyslíku ^{18}O v závislosti na nadmořské výšce v rozpětí mezi 0,16-0,4 ‰/100m.

Deuteriový přebytek se také zvyšuje s rostoucí zeměpisnou šířkou. Tato závislost souvisí s vazbou na změnu průměrné teploty. V nižších zeměpisných šířkách bývají průměrné teploty obecně vyšší a $\delta^2\text{H}$ i $\delta^{18}\text{O}$ tak nabývají vyšších hodnot ve srovnání s chladnějšími oblastmi, které leží ve vyšších zeměpisných šířkách. V polárních oblastech nebo na vysoce položených ledovcích může docházet až k situacím, kdy může hodnota δ klesnout až na hodnoty -200 až -400 ‰ (Fry 2006).

Obr. 3 znázorňuje vliv teploty a vlhkosti na lokální meteorickou čáru. V teplých oblastech je voda izotopově těžší, hodnoty deficitu δ jsou malé a na obrázku se proto teplé oblasti nacházejí v pravé části. V případě izotopů kyslíku pak platí, že na každý 1°C připadá obohacení o 0,5 ‰.



Obr. 3: Vliv teploty a vlhkosti na lokální meteorickou čáru,
<http://web.sahra.arizona.edu/programs/isotopes/oxygen.html>

Zatímco ve vlhkých oblastech, jako je například řeka Amazonka, se sklon od globální meteorické čáry liší jen nepatrně, tak lokální meteorická čára suché a teplé oblasti řeky Darling v Australii, kde nastává výpar, se liší svým sklonem od globální meteorické čáry znatelně. S rostoucí teplotou dochází ke kondenzaci těžších izotopů.

Izotopově rozdílné jsou srážky ze stejného důvodu i v průběhu roku. Izotopově nejlehčí srážky jsou v létě a nejtěžší v zimě. Rozsah změn deuteriového přebytku může být podle záznamů Řeznáče z let 1978-1985 10 až 12 ‰. Navíc platí, že se izotopové složení mění v průběhu deště, kdy na začátku prší těžší voda, než když pršet přestává (Šantrůček et al. 2014). Záleží například na velikosti kapek a také na množství a typu atmosférických srážek. Izotopové složení mlhy je v porovnání s deštěm bohatší na těžší izotopy. V souhrnu je izotopové složení srážkové vody závislé na faktorech, které ovlivňují pohyby vzdušných mas a není snadné ho předpovědět (na vzdálenosti od oceánu, nadmořské výšce, zeměpisné šířce, sezóně během roku a intenzitě deště). Pod záštitou Mezinárodní agentury pro atomovou energii vznikla síť stanic nesoucí název Global Network for Isotopes in Precipitation., které monitorují izotopové složení především ^{18}O a ^2H deště a sněhových srážek. Díky několikaletým měřením tak vznikly měsíční a roční srážkové izotopové mapy pro všechna místa na Zemi. Současně je na internetových stránkách waterisotopes.com přístupný model k výpočtu izotopového složení srážek jakékoliv lokality.

2.5 Chemická analýza stabilních izotopů

K určení izotopového složení vzorku a jeho změn slouží několik analytických metod. Tyto metody jsou hojně využívány v biochemických a biologických vědách a slouží ke stanovení změn izotopového složení.

Šantrůček et al. (2018) uvádějí, že z hlediska fyzikálních principů lze analýzy dělit následovně:

- Hmotnostní spektrometrie
- Specifické metody
- Nespecifické metody

Mezi nespecifické metody patří katarometrie (využití tepelné vodivosti plynů), refraktometrie, interferometrie, elektrochemie a hustotová metoda.

Mezi specifické metody pak patří plynová chromatografie a spektroskopie. Za zmínku stojí především laserová spektroskopie. Jedná se o nově vyvinutou technologii, pomocí které lze s vysokou přesností stanovit izotopy kyslíku a vodíku ve vzorcích vody současně. Oproti IRMS (*Isotope Ratio Mass Spectrometry*) je tato technika méně ekonomicky náročná, méně pracná a rychlejší (Sharp 2017). Laserovou spektroskopií lze analyzovat přímo plynné izotopology při jejich běžné (atmosférické) koncentraci. Lze tak sledovat vysoce dynamické procesy, protože díky této metodě lze vzorky ze všech součástí hydrologického cyklu lze odebírat a vyhodnocovat v denních, hodinových ale i kratších intervalech (Šanda et al. 2011).

Hmotnostní spektrometrie

Tento typ analýzy je nejvíce využíván ve vědách o živé přírodě. V oboru analýzy stabilních izotopů má izotopová poměrová hmotnostní spektrometrie významné postavení a v literatuře je označována zkratkou IRMS. Pomocí hmotnostní spektrometrie lze zjistit míru zastoupení vyjádřenou jako poměr majoritních a minoritních izotopů. Přístroj pro měření izotopů pomocí této metody se jmenuje hmotnostní spektrometr (Obr. 4). Mezi hlavní části patří iontový zdroj, hmotnostní analyzátor a detektor. Celé zařízení je ve vakuovém systému a je ovládáno počítačem. Pro přípravu a dávkování vzorků slouží periferní části (Friedecký, Lemr 2012, Sharp 2017). Hmotnostní spektrometr určuje izotopové složení na základě přeměny molekul vzorku na ionty a jejich rozlišení pomocí poměru jejich hmotnosti a náboje stanové pomocí bezrozměrné veličiny m/z . Tuto veličinu získáme vydělením hmotnosti iontu (m) počtem elementárních nábojů (z). Všechny vzorky musí být pro analýzu v plynném skupenství, a pokud nejsou v požadovaném skupenství, musí se do něj převést. Pro izotopy kyslíku se používá jako analyt CO a pro izotopy vodíku H_2 (Sharp 2017).

Hmotnostní spektrometry musí být velice citlivé a přesné, protože detekují rozdíly v hmotnosti molekul lišících se izotopicky. Mohou se tak lišit i o pouhý jeden neutron. Typickým příkladem jsou izotopy uhlíku, kde je molekula ^{13}C o 2,27 ‰ těžší než molekula ^{12}C (Šantrůček et al. 2018). (Sharp 2017). IRMS je nejcitlivější metodou s přesností $< 0,01 \text{ ‰}$ (Kubásek 2016).



Obr. 4: Hmotnostní spektrometr (Šantrůček et al. 2014)

Vzhledem k vysoké požadované přesnosti a také možnostem analyzovat i velmi malé vzorky zůstane IRMS pravděpodobně po další čas hlavní technikou pro stanovení izotopů pro tuhé a kapalné vzorky. Alternativní přístupy jako je například zmiňovaná laserová spektroskopie však rychle získávají popularitu pro svoji přesnou izotopovou analýzu plyných vzorků při jejich přirozených koncentracích. O potenciálu laserových technik svědčí například i budoucí záměr využití této techniky pro izotopový výzkum atmosféry planety Mars (Kubásek 2016).

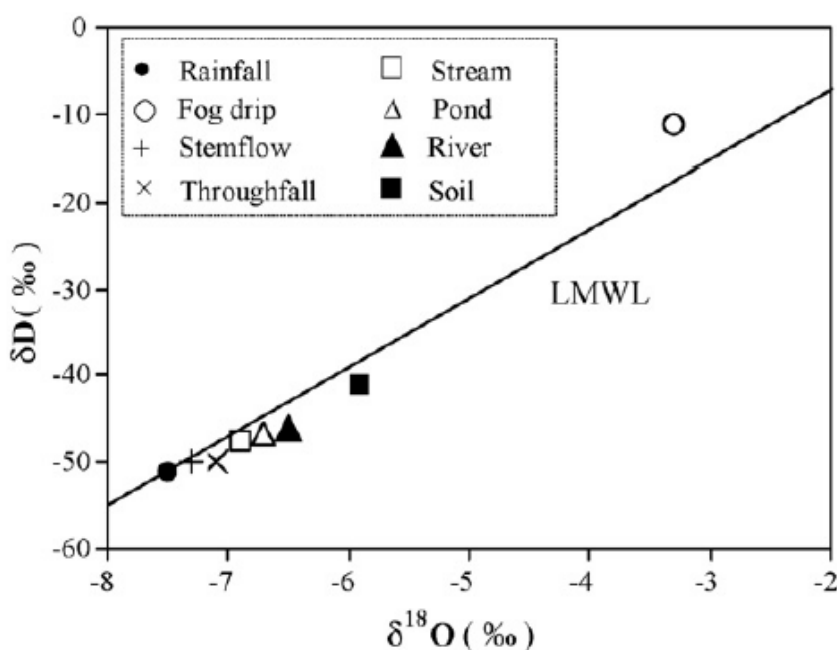
2.6 Izotopové složení mlhy

Měření izotopového složení mlhy probíhá již 45 let, ale až v posledních letech se výzkum zaměřil také na roli mlhy v hydrologickém procesu (Scholl et al. 2011). Ke studiu jsou využívány stabilní izotopy kyslíku a vodíku, které jsou jedinými přirozenými látkami vždy přítomnými ve všech složkách hydrologického cyklu a zauímají proto prominentní postavení v souboru hydrologických přírodních stopovačů. (Liu et al. 2007, Scholl et al. 2011, Šanda et al. 2011). Mlha je tvořena dvěma vodíky obsahující zejména lehčí izotop vodíku ^1H a jeden kyslík ^{16}O . Jen malá frakce molekul vody obsahuje izotop ^2H (deuterium) obvykle označovaný písmenem D a izotop kyslíku ^{18}O . Izotopy ^{18}O a ^2H jsou označovány jako izotopy těžké (Scholl et al. 2011).

Při popisu vody s rozlišným izotopovým složením se setkáváme s termíny „lehká“ a „těžká“ voda. „Lehká“ voda je ve srovnání s ostatními vzorky ochuzena o těžké izotopy a nabývá zápornějších hodnot δ , zatímco „těžká“ voda je těžkými izotopy obohacena a hodnota δ je ve srovnání s vodou lehkou méně záporná. Využití stabilních izotopů v hydrologii je založeno na odlišném chování malého množství molekul vody, obsahujících těžší stabilní izotopy vodíku a kyslíku (Šanda et al. 2011). V případě mlhy a deště tak z předchozích studií vyplývá, že izotopové složení mlhy je ve srovnání s deštěm bohatší o těžší izotopy ^2H a ^{18}O z důvodu rozdílné teploty kondenzace a historie (Dawson

1998, Scholl et al. 2011). Těžší izotopy mají oproti lehkým izotopům pomalejší difúzi a jsou méně reaktivní, což je zapříčiněno jejich silnější vazbou s ostatními molekulami. Největší rozdíl v izotopovém složení mlhy a deště je v případě mlhy a mraků generovaných lokálně. Několik studií pak uvádí i to, že nejmenší rozdíl v izotopovém složení byl zjištěn mezi deštěm a mlhou na horách s orografickým typem mraků (Scholl et al. 2002, 2011).

Scholl et al. (2011) provedli srovnání studií týkajících se poměrného izotopového složení mlhy a deště v různých lokalitách ve světě, přičemž se zaměřili na horské lesnaté oblasti s orografickými



Obr. 5: Srovnání izotopového složení mlhy a deště (Scholl et al. 2011)

mraky. Jednalo se například o oblast na Havaii (Scholl et al. 2002, 2007), v Portoriku (Scholl et al. 2011) nebo na Kostarice (Schmid et al. 2011). Izotopové složení mlhy se pohybovalo v širokém rozsahu hodnot, a to pro ^2H od -71 do +13 ‰ a pro ^{18}O v rozsahu od -10,4 až do +2,7 ‰. Obr. 5 zobrazuje rozdílné izotopové složení mlhy a deště u těchto lokalit.

Stabilní izotopy jsou jedním z nejlepších nástrojů pro sledování mlhy v prostředí díky izotopové frakcionaci, kterou lze využít jako environmentální stopovače (Ingraham, Matthews 1988). Rozdílné izotopové složení mlhy a deště lze využít pro studium atmosférické depozice. V posledních letech byly stabilní izotopy úspěšně aplikovány v různých studiích o mlze, které ukázaly, že v některých prostředích mlha tvoří významný zdroj podzemní vody (Ingraham, Matthews, 1988, 1990; Scholl et al. 2002) a je také využívána jako zdroj vody vegetací (Dawson 1998; Limm et al. 2009).

Gonfiantini a Longinelli (1962) publikovali analýzu $\delta^{18}\text{O}$ v mlze a srážkách. Vzorke těchto epizod byly odebrány na lodi poblíž břehů Newfoundlandu a Labradoru. V této oblasti vznikla mlha na hladině moře z důvodu pohybu teplejšího vzduchu nad studenou vodou (mořská mlha). Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ se pohybovaly v rozsahu hodnot mořské vody a vodní páry. Přestože se rozsah $\delta^{18}\text{O}$ mlhy překrýval s rozsahem hodnot $\delta^{18}\text{O}$ srážek, tak ve výsledku byly v průměru vzorky mlhy ve srovnání s deštěm ve stejné oblasti izotopicky obohaceny.

Clark et al. (1987) studovali izotopového složení zdrojů podzemních vod jižního Ománu. Monzunová mlha a slabé srážky se ukázaly jako zdroj pro podzemní vody v horách a na pobřeží. Vzorky srážek monzunového mraku měly izotopové složení podobné mořské vodě a předpokládalo se tedy, že srážky pocházejí z jednostupňového cyklu odpařování a kondenzace poblíž pobřeží.

V severní Keni Ingraham a Matthews (1988) odebírali vzorky mlhy, podzemní vody a říční vody v pouštní pánvi izolované vysokými horami s výskytem orografické mlhy. Mlžná voda byla ve srovnání se vzorkem podzemní vody, jehož složení je odvozeno od srážek, podstatně víc obohacena o těžší izotopy.

V rámci ČR bylo první dlouhodobé sledování obsahu izotopů vodíku a kyslíku ve všech základních složkách hydrologického cyklu v rámci experimentálního povodí v Jizerských horách zavedeno v roce 2006 Fakultou stavební, ČVUT v Praze. Toto regionální pracoviště disponuje nyní laserovým spektrometrem pro měření obsahu ^{18}O a ^2H a umožňuje tak modelování pohybu vody (Šír, Tesar 2013). V průběhu dekády 2007 až 2017 zde bylo sledováno izotopové složení kyslíku a vodíku ve srážkách, odtoku, půdní a podzemní vodě pro povodí Uhlířská (Šanda et al. 2011). Toto povodí je součástí mezinárodních sítí měsíčních sledování stabilních izotopů GNIP a GNIR (IAEA/WMO 2006, Vitvar et al. 2007).

3 Mlha

Mlha představuje jeden typů horizontálních srážek. Horizontální (usazené, okultní) srážky na rozdíl od srážek padajících (vertikálních) nevznikají v oblacích, ale tvoří se přímo v blízkosti zemského povrchu. Mlha je epizodický atmosférický děj. Je tvořena vodními kapičkami či ledovými krystaly rozptýlenými ve vzduchu. Tyto částice mají na rozdíl od kapek deště, které mají průměr až 6 mm, velikost v rozpětí 1 nm až 100 μm (Vysoudil 2013). Jako mlhu označujeme stav atmosféry, kdy je snižená meteorologická dohlednost pod jeden kilometr alespoň v jednom směru (Skybová 2007; Tolasz et al. 2007). Vysoudil (2013) uvádí, že meteorologická dohlednost vyjadřuje nejvyšší vzdálenost, na kterou lze bezpečně rozeznat černý předmět umístěný u země s úhlovou vzdáleností $0,5^\circ - 5^\circ$. V noci se místo černého předmětu udává spolehlivá rozeznatelnost svítícího objektu o přibližně stále stejné svítivosti a směru svícení.

Mlhu lze dělit podle maximální viditelnosti na čtyři stupně intenzity (Vysoudil 2013), a to na:

- mlhu slabou (viditelnost 500 až 1000 m)
- mlhu mírnou (200 až 500 m),
- mlhu silnou (50 až 200 m)
- mlhu velmi silnou (viditelnost menší než 50 m)

Mlhu nelze na první pohled rozeznat od oblaku typu stratus. Tento typ přízemního oblaku má svou základnu do 2 km nad zemským povrchem, má šedavou barvu bez jasných struktur a nejčastěji se v Čechách vytváří v souvislosti s teplotní inverzí formující se při pravidelných anticyklonálních

povětrnostních situacích ke konci léta a na podzim. K rozlišení mlhy a oblaku typu stratus je nutné provést laboratorní analýzu (Skybová 2007).

3.1 Vznik mlhy

Mlha vzniká, jestliže teplota vzduchu poklesne pod teplotu rosného bodu nebo se mu přiblíží při dostatečném počtu účinných kondenzačních jader. Malé vodní kapičky nebo ledové krystalky se začínají tvořit při poměrné vlhkosti vzduchu 90-95 %, kdy ještě teplota vzduchu nedosahuje rosného bodu (Vysoudil 2013). Přítomnost kondenzačních jader je důležitá, protože bez nich by vytvoření zárodku kapky bylo velmi energicky náročné, jelikož by muselo dojít k přesycení vzduchu v řádech stove procent (Bednář, Zikmunda 1984). V případě mlhy tato jádra představují částice prachu nebo kouře či zbytky solí (Braniš, Hůnová 2009). Rosný bod představuje teplotu, kdy dojde k maximálnímu nasycení vzduchu vodní parou v důsledku izobarického ochlazení. K tomu dochází buď ochlazením vzduchu, např. při mlze radiální, advekční a svahové, nebo dodatečným zvýšením vlhkosti vzduchu například u mlh frontálních. Mlha může vznikat při kladných i záporných teplotách vzduchu (Sobíšek et al. 1993).

Pro vznik mlhy jsou klíčové meteorologické podmínky do 200 m nad zemským povrchem, jako jsou například dostatečná absolutní vlhkost, nepřiliš vysoká rychlost větru a stabilní zvrstvení atmosféry (Bednář, Kopáček 2005).

Mlha se může zformovat na místě svého výskytu nebo může být transportována z jedné lokality na jinou. Mlhy často vznikají v okolí vodních ploch. Nacházet se však mohou i v oblasti pouští. Podle doby trvání je možno mlhy rozdělit na dlouhodobé, které trvají několik hodin a krátkodobé trvající méně než dvě hodiny (Bednář, Kopáček 2005; Croft 2002).

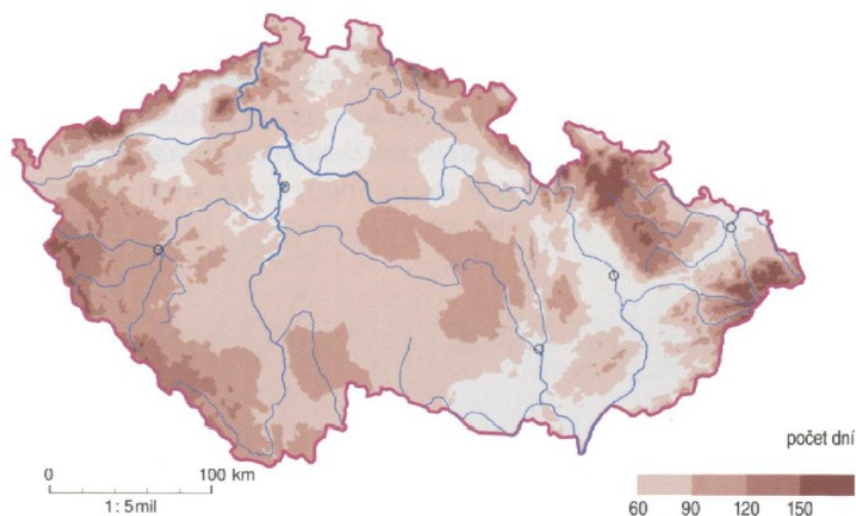
3.2 Výskyt mlhy

Výskyt mlhy se liší po celém světě. Nejpoužívanější klimatologickou charakteristikou mlhy je počet dnů s mlhou (případně i hodin). Roční počet dní s mlhou a roční chod mlhy se značně liší v závislosti na typu klimatu a aktuálních místních podmínkách. Pro mlhu jsou zásadní zejména povětrnostní podmínky a zeměpisná šířka. Její zvýšený výskyt zaznamenáváme díky vyšší vlhkosti v oblasti rovníku a díky nízké teplotě v oblasti pólů. Nízký výskyt mlhy je pak v příbřežních oblastech z důvodu intenzivní cirkulace vzduchu (Blas et al. 2010). Mlhy se mohou vyskytovat na některých místech na Zemi pouze v určitém ročním období. Jako příklad lze uvést například mlhy nad Labradorským proudem s maximem v létě nebo letní mlhy na kalifornském pobřeží (Podzimek 1959).

Nejvíce dnů s mlhou je v ČR zaznamenáváno v zimních měsících s maximem v prosinci a lednu. Nejnížší počty dnů s mlhou pak připadají na období od května do srpna s minimem v červenci (Brázdil et al. 1999). Místa s nejvyšším výskytem mlhy v ČR představují zejména horské oblasti (Obr. 6).

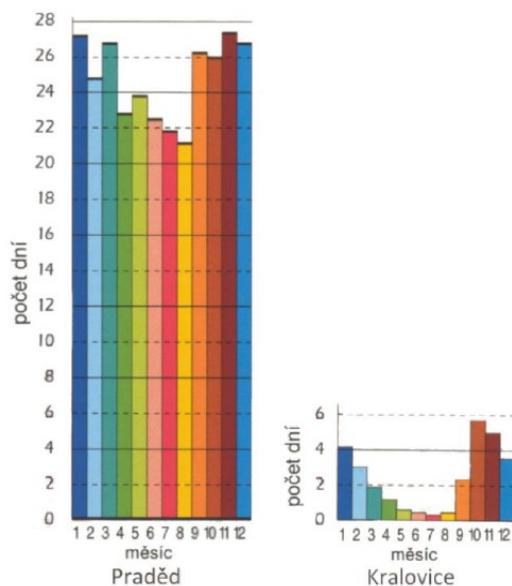
Od povrchu může mlha sahat do výšky až 1000 m. Rozhodující hranicí, kde je podíl horizontálních srážek již významný, je nadmořská výška od 800 m n. m. Ve výškách nad 1000 m n. m.

může dokonce mlha přispívat k celkovému vstupu atmosférických srážek do lesních půd větší měrou než samotné vertikální srážky (Prošková, Hůnová 2006). Německá studie publikovaná pro blast Krušných hor uvádí, že mlha přispívá k celkovému množství srážek v této oblasti cca 25 % (Lange et al. 2003).



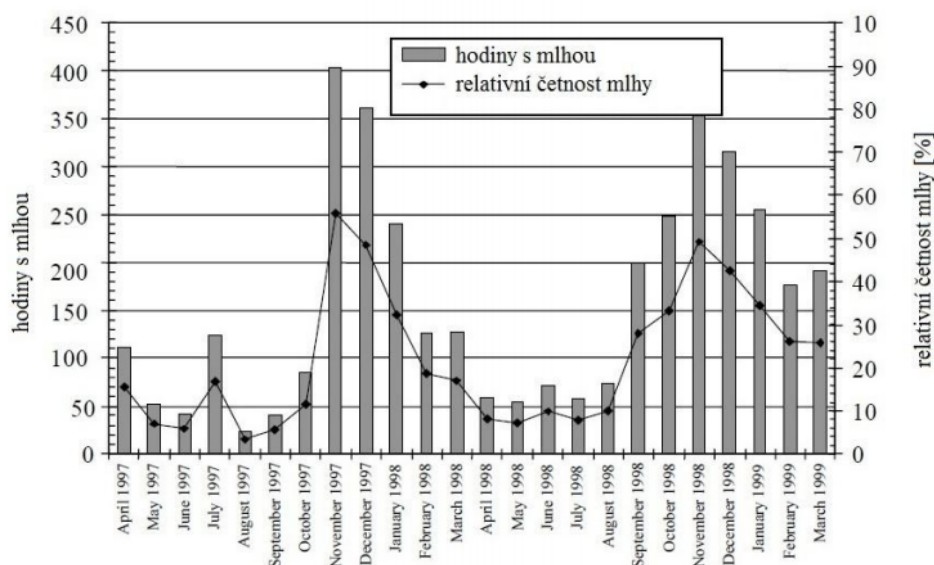
Obr. 6: Počet dní s mlhou (1981-2000) na území ČR (Tolasz se al. 2007)

Nejvyšší výskyt mlhy v ČR je zaznamenán na hoře Praděd v Hrubém Jeseníku, kde se mlha vyskytuje v průměru 297 dní v roce a během letních měsíců je to v průměru cca 20 dní za měsíc. Následuje Sněžka, Lysá hora a Milešovka. Nejmenší výskyt je pak zaznamenáván v okrese Plzeň ve městě Kralovice, kde se mlha vyskytuje průměrně pouze 28 dní v roce (Obr. 7).



Obr. 7: Počet dní s výskytem mlhy v jednotlivých měsících na Pradědu a v Královicích (Tolasz et al. 2007)

Co se týče denního chodu mlhy, z Obr. 8 je patrné, že počty mlžných hodin vykazují vysoké sezónní výkyvy. Maxima relativních četností mlhy a počtu hodin s mlhou nastávají v zimních měsících především v listopadu a prosinci.



Obr. 8: Relativní četnost mlhy a hodiny s mlhou od dubna 1997 do března 1999 na Cínovci (Samcová 2014)

3.3 Druhy mlhy

Podle procesu vzniku lze definovat tři hlavní typy mlh, a to radiační (z ochlazení), advekční (ochlazení a stoupání) a kombinované (Croft 2002; Vysoudil 2013).

Mlha radiační (z vyzařování):

V podmínkách mírného pásu se jedná o nejtypičtější druh mlhy. Je vázaná na radiační ochlazování, a proto doprovází radiační teplotní ochlazování, kdy se stoupající výškou atmosféry roste teplota vzduchu, což je způsobeno převahou radiačního vyzařování země nad zářením, které dopadá na zem. S izobarickým ochlazováním vzduchové hmoty u zemského povrchu se současně vytvářejí podmínky pro vznik radiační mlhy. Podle vertikální mocnosti zasahuje do výšky maximálně desítek metrů nad zemí přízemní (nízká) mlha a výše se pak formuje mlha vysoká neboli inverzní.

Advekční mlha:

Advekční mlhy se též tvoří v důsledku ochlazování relativně teplého a vlhkého vzduchu. Ke snižování teploty však dochází v důsledku jeho advekce nad chladnější povrch. Tvoří se také při výstupném pohybu vzduchu po svahu, proudění vzduchu do míst s nižším tlakem, místním poklesu tlaku vzduchu a tepelném vyzařování půdy. V tropickém vzduchu se advekční mlhy dělí na mlhy mořské, arktické a brízové.

Advekčně – radiační:

Tento typ mlhy vzniká při spojení obou předešlých dějů.

Podle příčiny a místa vzniku se dále rozlišují mlhy frontální, inverzní, městské, orografické, přízemní, údolní atd.

- **Mlhy frontální** – tento typ mlhy vzniká na frontálním tlakovém rozhraní díky advekci vzduchových hmot nad různě zahřáté povrchy. Podle místa výskytu ve frontálním systému je lze dělit na mlhy předfrontální a zafrontální.
- **Městská** – vzniká například v souvislosti s fenoménem městského tepelného ostrova, kdy je nad městem zvýšena teplota vzduchu.
- **Údolní a svahová (orografická)**
údolní typ mlhy se formuje díky specifickému reliéfu v údolích, kdy chladný vzduch stéká z hor do údolí a vytváří tak ideální podmínky pro vznik mlhy. Svahová mlha se formuje na návětrné straně hor, po níž vystupují vzduchové proudy, které se při výstupu adiabaticky ochlazují díky stabilním teplotním podmínkám nasyceného vzduchu.
- **Mlha z vypařování** – vytváří se buďto z teplejších dešťových kapek v chladnějším vzduchu nebo z teplejší vodní plochy, které lépe akumulují teplo a vzduch nad nimi tak díky tomu bývá studenější. Voda se z vodní plochy vypařuje, následně kondenzuje a dochází k formování mlhy.

Nejvyšší výskyt tohoto typu mlhy je u ledovců a přilehlých moří. V případě ČR dochází k formování nad jezery a vodními toky a vzniká tak mlha jezerní a říční.

- **Mlha z promíchávání** - jedná se o krátkodobou mlhu objevující se při promíchávání různě teplých vzduchových hmot. Patří zde například mlha frontální, inverzní nebo přízemní.

4 Atmosférická depozice

Atmosférická depozice představuje samočisticí mechanismus atmosféry, při kterém přecházejí znečišťující látky k zemskému povrchu a jsou zakomponovány do jednotlivých sfér. Díky tomuto ději dochází k udržování dynamické rovnováhy systému mezi zdroji látek a jejich propady. Depozice je definována jako přenos či tok látek z atmosféry k zemskému povrchu, vyjádřený jako hmotnost sledované látky na jednotku plochy za určitou časovou jednotku. Zpravidla se používají jednotky $\text{g} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{rok}^{-1}$ nebo $\text{kg} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{rok}^{-1}$ (Braniš, Hůnová 2009). Deponované látky mohou být v pevném, kapalném nebo plynném skupenství. Pro atmosféru je tento mechanismus samočištění pozitivním dějem, který ale zároveň vede k významným chemickým vstupům znečišťujících látek do suchozemských a vodních ekosystémů, což pro jednotlivé sféry může představovat nebezpečí a může způsobovat zásadní ovlivnění životního prostředí a funkcí ekosystémů. Přenos látek probíhá prostřednictvím suché a mokré depozice, při kterých jsou látky přenášeny v rámci horizontálních a vertikálních srážek.

Suchá depozice je tvořena částicemi pevných látek a plynů a probíhá neustále. Při tomto ději dochází k přímému přestupu znečišťujících látek z ovzduší na vegetaci či zemský povrch. Tento

přestup je ve srovnání s depozicí mokrou pomalý a jeho podíl na atmosférické depozici je nízký. Tento druh depozice se uplatňuje především v tzv. impaktních oblastech, tedy v bezprostřední blízkosti zdroje, což jsou hlavně města a průmyslové aglomerace (Moldan 1991).

Mokrá depozice představuje rychlý, epizodický děj, který má ve srovnání se suchou depozicí větší čistící účinek. K mokré depozici dochází v situacích s atmosférickými srážkami, a to vertikálními (padajícími) mezi které řadíme sněh, déšť, kroupy a srážkami horizontálními, mezi které řadíme mlhu, námrazu a jinovatku. Vertikální srážky jsou nejlépe poznanou složkou atmosférické depozice, protože jsou dobře měřitelné, zatímco kvantifikace depozice horizontálními srážek je obtížná (Hůnová et al. 2011; Michna, Eugster 2013; Prošková, Hůnová 2009).

Mokrá depozice probíhá dvěma způsoby označovanými jako washout a rainout, do češtiny překládanými jako vymývání a vypršení. V případě velkého množství znečišťujících částic může docházet k tzv. přeinfekci prostředí, kdy nedochází k vypadávání kapek k zemskému povrchu v důsledku nedostatku vodní páry sloužící ke zvětšení objemu a hmotnosti kapky nutné k uskutečnění pádu. Potřebná voda totiž kondenzuje na příliš mnoha částicích zároveň (Bednář, Zikmunda, 1984). Chemické vstupy, které souvisí s mokrou depozicí, jsou označovány populárně jako kyselé depozice nebo kyselé deště. Hodnoty mokré depozice mohou být vysoké i v některých relativně čistých oblastech, což je způsobeno vysokými srážkovými úhrny zejména v horských oblastech (Braniš, Hůnová 2009).

4.1 Složení mlhy

Chemické složení mlhy je velmi podobné vodě dešťové. Výrazně se však liší v koncentracích iontů. Zvýšena je především koncentrace znečišťujících látek z toho důvodu, že kapičky mlhy vznikají blízko zemského povrchu. Omezený je také ředící efekt ve srovnání s deštěm vzhledem k malé velikosti mlžných kapek (Liang et al. 2009). V rámci ČR se nejčastěji detekují kationty H^+ , Na^+ , K^+ , NH_4^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} a anionty F^- , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} (Fišák et al. 2001, 2004; Tesař et al. 2004). Majoritní jsou především ionty NH_4^+ , NO_3^- a SO_4^{2-} , které k průměrné iontové rovnováze přispívají mezi 63 až 78 %, s maximem až 94 % (Michna, Eugster 2013). Pro vznik mlhy je důležitá přítomnost hygroskopických částic v atmosféře. Často jsou těmito částicemi právě sírany a nitráty. Ty se tvoří oxidací SO_2 a NO_x , jejichž hlavním zdrojem je spalování fosilních paliv (Hyslop 2009). Mlha obsahuje i látky organické. Rozpustné organické částice se označují jako WSOC – water soluble organic compounds a jejich hlavním zdrojem je nedokonalé spalování (Fuzzi et al. 2002). Pro mlhu a oblačnost je důležitý především rozpustný organický dusík, který se zde nachází formě aminokyselin nebo alkylaminů, peptidů a proteinů (Anastasio, McGregor 2001). Mlha může obsahovat také kovy ať už v rozpuštěné nebo nerozpuštěné formě. V rámci ČR byly kovy (Mn, Zn, Fe, Al, As, Cd, Pb, Cu) sledovány v mlze především na Churáňov, na Šumavě a na Milešovce. Koncentrace kovů jsou zde ve srovnání s vertikálními srážkami vyšší, ale nižší než v námraze (Fišák et al. 2004; Tesař et al. 2004). V roce 2004 byla maximální koncentrace olova v mlze na Šumavě téměř 27x vyšší než ve srážkách (Tesař et al. 2004).

Rozdíly rozpuštěných látek v mlze a srážkách jsou pozorovány po celém světě. Až 100x vyšší koncentrace rozpuštěných látek v mlze ve srovnání se srážkami jsou v zemích s velkým zastoupením průmyslu. Nejvíce znečištěnou oblastí na evropském kontinentu je centrální část Evropy. V letech 1970 až 1980 se jednalo především o hraniční oblast Čech, Polska a Německa v oblasti Krušných hor, která je označována jako tzv. Černý trojúhelník (Hůnová et al. 2018). Stabilní rozvrstvení vzduchu zde vede k nadprůměrnému množství inverzí, které jsou doprovázeny advekčními mlhami. Na obou stranách Krušných hor se vyskytovaly tzv. „acidifikované mlhy“, které se významně podílely na kyselé depozici a odumírání lesů (Blas et al 2002 in Hůnová et al. 2018). K emisím zde dochází díky těžbě a spalování uhlí v tepelných elektrárnách, proto právě těmto oblastem je věnována pozornost při výzkumu chemismu mlh a srážek (Klemm et al. 2005; Klemm, Wrzesinsky 2007). V posledních dekádách však dochází k poklesu emisí hlavně oxidů síry a dusíku, což vede ke snížení znečištění v ovzduší. Z měření na stanici Churáňov probíhajících v letech 1994 až 2003 vyplývá, že maximální koncentrace sledovaných iontů byla v horizontálních srážkách ve srovnání se srážkami vertikálními i desetinásobně vyšší. Lange et al. (2003) uvádějí, že koncentrace iontů Ca^{2+} , Na^+ , Cl^- , NH_4^+ , NO_3^- a SO_4^{2-} v horizontálních srážkách v oblasti Krušných hor je 6-7x vyšší než ve vertikálních srážkách.

Vyšší koncentrace iontů v mlze vede ke stejné nebo vyšší celkové depozici polutantů z mlhy (Klemm, Wrzesinsky 2007). Problematika toho, jak mlha přispívá k atmosférické depozici na našem území, je však značně podceňována a vzhledem k obtížnosti vzorkování mlhy je studium její depozice prováděno až během posledních dvou dekád. Hlavním dopadem působení mlhy na vegetaci je její působení na růst jednotlivých rostlin, ale také na fungování celých ekosystémů. V tomto případě lze působení mlhy přiblížit tak, jako bychom na vegetaci rozprašovali slabé kyseliny a ta se tak dlouhodobě nacházela v kyselém oblaku. Horizontální srážky nepůsobí jen na povrchu, ale společně se srážkami vertikálními se dostávají do půdy, kde se znečišťující látky deponují (Fišák, Tesař 2016).

4.2 Monitoring mlhy

Výzkum mlhy se začal v České republice rozvíjet přibližně v polovině 80. let dvacátého století. V rámci výzkumu badatelé zkoumají horizontální srážky buď jako možný zdroj pitné a závlahové vody, nebo jako přechod atmosférického znečištění z atmosféry do půdy, povrchových a podzemních vod (Fišák, Tesař 2016).

Získáváním pitné nebo závlahové vody se v podmínkách ČR prozatím nemusíme zabývat, a proto je výzkum zaměřen na depozici znečišťujících látek prostřednictvím horizontálních srážek. Impulzem k výzkumu mlhy byla především problematika malých povodí a do nich vstupujících horizontálních srážek, které se vysokou měrou podílí na vodní bilanci povodí (Braniš, Hůnová 2009; Fišák 2004). Problematikou horizontálních srážek v malých povodích se od poloviny 60. let minulého století zabývají pracovníci Ústavu pro hydrodynamiku AV ČR (ÚH). Jelikož tato problematika spadá spíše do oblasti meteorologie, tak se Ústav hydrologie spojil s Ústavem fyziky atmosféry AV ČR (ÚFA), v němž ve 2. polovině 90. let vznikla skupina zaměřená na problematiku horizontálních srážek (Fišák, Tesař 2016). Otázkou výskytu horizontálních srážek v Čechách a na Moravě se zabýval již

Coufal v roce 1968, díky čemuž je známa četnost dní s horizontálními srážkami za období 1956–1965 (Fišák 2004).

První monitorovací stanice horizontálních srážek byla zřízena v roce 1961 na vrcholové stanici Churáňov na Šumavě. V současnosti se mlha pravidelně sleduje na několika lokalitách (Obr. 9). Sledováním vývoje mlhy se zabývá hlavně ČHMÚ (Český hydrometeorologický ústav), Ústav pro hydrodynamiku AV ČR (M. Tesař) a Ústav fyziky a atmosféry AV ČR (J. Fišák). Zaměřují se především na výskyt, četnost nebo průběh mlh ve srovnání s jiným typem srážek nebo stanoviště. Pozornost je také zaměřena na porovnání koncentrace polutantů v mlze v souvislosti s průmyslovým zatížením a jejich možným transportem (Fišák 2004). Významnou sledovanou lokalitou v souvislosti se znečištěním byla oblast tzv. Černého trojúhelníku. Jedná se o průmyslovou oblast Mostecké pánve a jejího okolí, kde mírné proudění a stabilní povětrnostní podmínky podporují setrvání znečištěné mlhy. Díky snížení emisí znečišťujících látek, dochází i k zotavování vegetace nedaleko se nacházejících Krušných hor (Braniš, Hůnová 2009; Fišák 2004; Schüttauf et al. 2010).



Urbanizované plochy:

A – Praha-Libuš, 304 m n. m.

B – Jablonec nad Nisou, 550 m n. m.

C – Kopisty, 240 m n. m.

Horské oblasti:

1 – Šumava (Churáňov, Malá mokrůvka, Poledník)

2 – Jizerské hory

3 – Krkonoše (Labská bouda, Studniční vrch)

4 – České středohoří (Milešovka)

Obr. 9: Odběrové stanice sledující dlouhodobě mlhu v ČR (Tesař et al. 2000)

4.3 Odběr vertikálních srážek

Srážky jsou odebírány jako denní, týdenní či měsíční kumulativní vzorky a metodika odběru se liší podle toho, jestli se jedná o vertikální nebo horizontální typ srážek.

Vzorek vertikálních srážek lze odebrat třemi způsoby. Nejčastěji je k odběru využíván odběr typu „wet-only“, při kterém je odběrové zařízení exponováno pouze v době srážkové epizody a umožní nám tak odebrat čisté srážky bez suchého spadu. Odběrovým zařízením je v tomto případě automatický pluviokolektor. Pokud nemáme toto zařízení k dispozici a odběr srážek probíhá neustále, odebírány jsou nejen srážky, ale současně také nedefinovaná část suché depozice. Jedná se pak

o tzv. metodu „bulk“. Třetím možným typem odběru, který je považován za nejlepší odhad celkové atmosférické depozice je metoda „throughfall“. Při tomto typu odběru jsou odběrové nádoby exponovány zpravidla po dobu měsíce pod lesním porostem, který velmi účinně vyčesává suchou depozici, která se společně s mokrou depozicí dostává do odběrných nádob. Jedná se o velmi oblíbenou a jednoduchou metodu, která je finančně nenáročná (Braniš, Hůnová 2009).

4.4 Odběr horizontálních srážek

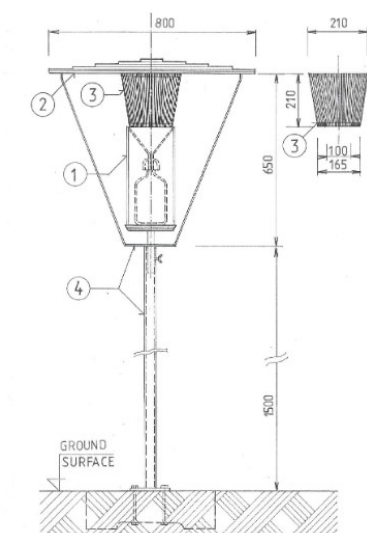
Odběr vzorků horizontálních srážek je ve srovnání se srážkami vertikální mnohem obtížnější. Jejich odběr je relativně jednodušší v zimě, když mrzne než v teplém ročním období. Vzorek horizontálních srážek z mlhy neboli námrazy lze získat oškrábáním z instalovaných tyčí. K odběru kapalných horizontálních srážek z mlhy se využívají dva druhy odběrových zařízení, které pracují na tom principu, že vzduch, který je nasycený vodními parami proudí přes překážku a na ni se usazují vodní kapičky v něm obsažené. Odběr vzorků lze provést pomocí aktivních a pasivních kolektorů, přičemž každé má své výhody i nevýhody. Tyto kolektory se dále dělí podle typu povrchu k odběru na kolektory typu „mesh“ a „harp“. Běžně jsou využívány kolektory typu „mesh“, které mají jednodušší konstrukci a jsou tvořeny jak horizontálními, tak vertikálními strunami, zatímco kolektory typu „harp“ jsou tvořeny jen strunami vertikálními (Fisher, Still 2007).

Odběr vzorku probíhá pouze v průběhu mlžné epizody do odběrných lahví, které mohou být z různého materiálu (Gat et al. 2000). Pro sběr a skladování vzorků lze použít nádoby z polyetylenu s vysokou hustotou. Vyhnout bychom se měli polyetylenu s nízkou hustotou, přes který lehce difunduje oxid uhličitý a voda. Před odběrem jsou lahvičky vyplachovány 6N HCl a destilovanou vodou. K eliminaci evaporace můžeme využít odběrové lahve se zúženým hrdlem, víčka s různým těsněním například v podobě plastové vložky nebo neoprénu a přidáním vrstvičky minerálního oleje. Po odběru jsou vzorky uchovávány ve tmě v ledničce (Scholl et al. 2011). Práce se vzorky atmosférických srážek je velmi vzhledem k tomu, že se jedná o silně mineralizované roztoky, velmi náročná na čistotu, jelikož mohou být snadno kontaminovány. Odběr vzorku zpravidla bývá hlavním zdrojem chyb výsledků analýz.

Pasivní odběrová zařízení

Vzhledem k tomu, že tento typ odběrového zařízení funguje pouze na základě přirozeného atmosférického proudění, nejsme v některých případech schopni odebrat dostatečný objem vzorku k analýze. K uskutečnění analýzy je potřeba alespoň 100 ml vzorku (Fišák 2004). V případě nedostatečného množství vzorku lze slít vzorky z více zařízení, jejichž odběr probíhal v průběhu stejné epizody (Fišák, Řezáčová 1999). Odebrané množství odpovídá skutečným přírodním podmínkám a při znalosti rozměrů zachytné plochy tak lze určit skutečné množství srážek. V podmínkách ČR jsou pasivní odběrová zařízení jednodušší, ale méně efektivní metodou. Využít ji navíc lze v omezených případech pouze v horských oblastech. (Fišák, Tesař 2016).

Tato zařízení jsou vybavena buďto charakteristicky horizontálně uloženou deskou nebo teflonovými strunami pro zachyt vodních kapiček obsažených v mlze. Vzhledem k tomu, že je zařízení exponováno neustále, může dojít k usazení suché depozice a vzorek může být kontaminován. Zařízení je tedy nutné udržovat v čistotě (Skarzynska et al. 2006). Kapky ukapávají do záchytné odběrové polyethylenové nádoby, která je umístěna ve sběrném rámu ve výšce přibližně 2 m nad zemí (Fišák et al. 2004; Lange et al. 2003). Aby do vzorků nenapršelo nebo nedošlo k jiné kontaminaci, je celé zařízení chráněno poklopem (Obr. 10). Účinnost sběru však představuje jen asi 10 % (Lange et al. 2003).

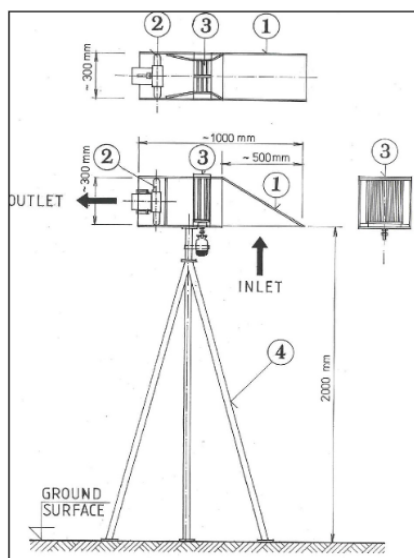


Obr. 10.: Schéma pasivního mlhoměru (Tesař 2002)

- 1 - PE tělo mlhoměru s termoizolačním a reflexním obalem a PE odběrnou lahví;
- 2 – PE velkoplošná střecha;
- 3 – odběrný náboj s teflonovým výpletem;
- 4 - ocelový nerez podstavec s podpěrným nerez košem, který je v horní části opatřen inertním PE obalem.

Aktivní odběrová zařízení

Aktivní kolektor ve srovnání s pasivním odběrovým zařízením obsahuje ventilátor nasávající vzduch. Zařízení je aktivováno za předpokladu, že dojde k takovému snížení viditelnosti, kdy se daný jev dá klasifikovat jako mlha. Po aktivaci nasávání vzduchu do aerodynamického tunelu dochází k zachycování vodních kapiček mlhy v soustavě strun, které následně stékají do odběrové nádoby (Obr. 11). Všechny součásti zařízení, které přicházejí do kontaktu s kapkami mlhy, jsou vyrobeny z polyethylenu nebo z teflonu (Gryniewicz et al. 2002).



Obr. 11: Schéma aktivního mlhoměru (Tesař 2002)

- 1 – plexi tělo mlhoměru;
- 2 – motor ventilátor;
- 3 – odběrový náboj s teflonovým výpletem;
- 4 – ocelový podstavec.

5 Metodika

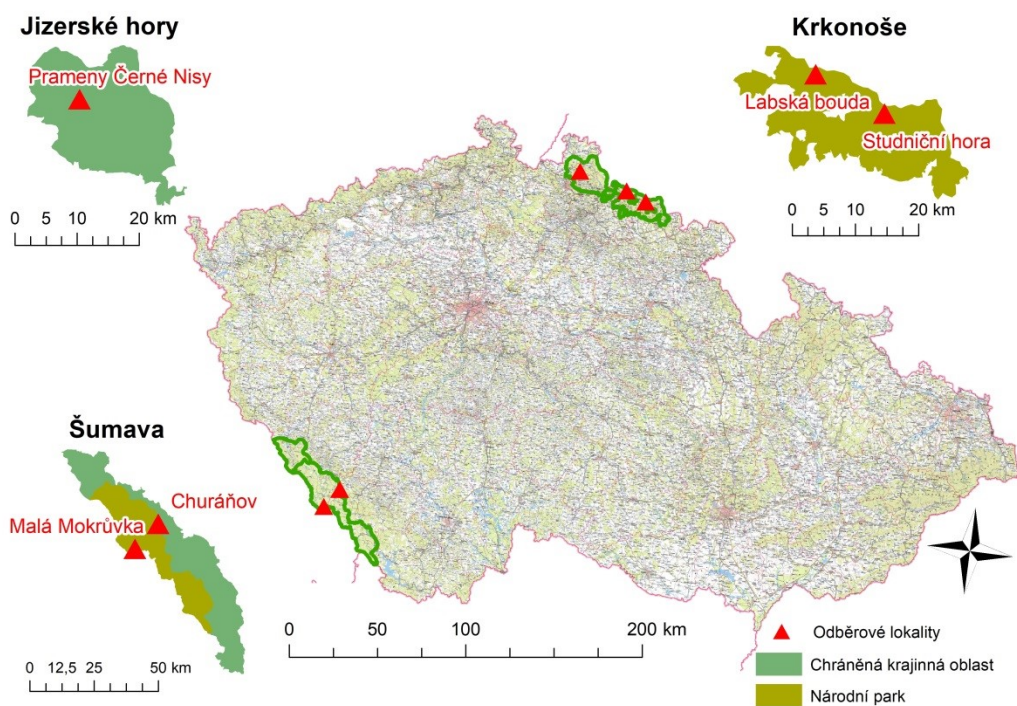
Pro výpočet podílu mlhy na atmosférické depozici provedena izotopová analýza poměrného izotopového složení kyslíku ($\delta^{18}\text{O}$) a vodíku ($\delta^2\text{H}$).

5.1 Odběr vzorků

Pro potřeby izotopové analýzy byly odebrány vzorky:

- čisté mlžné vody nekontaminované deštěm,
- čisté dešťové vody nekontaminované mlhou,
- směsného vzorku deště a mlžné vody, tzv. throughfallu.

Odběr vzorků byl zajištěn pracovníky Ústavu pro Hydrodynamiku AVČR, v. v. i. v rámci stávajících odběrových lokalit ve třech různých horských oblastech České republiky. V Krkonoších a Šumavě byly vzorky odbírány na dvou různých lokalitách, zatímco u Jizerských hor pouze na jedné lokalitě (Obr. 12).



Obr. 12: Odběrové lokality (D. Hanusková)

Odběrové lokality:

Krkonoše – v rámci této oblasti se nacházejí dvě odběrové lokality, a to Labská bouda (1550 m n.) a Studniční hora (1335 m n. m). Vegetační porost zde tvoří arkticko-alpínská tundra s klečovým porostem (Šír, Tesař 2013). Mlha je odbírána pasivním odběrovým zařízením.

Šumava – v této oblasti byly využity dvě odběrové lokality, a to Churáňov (1123 m n. m) a Malá Mokrůvka (1300 m n. m). Na vrcholové stanici Churáňov se sleduje vliv horizontálních srážek na vodní a látkovou bilanci horských a podhorských oblastí po nejdélší dobu, a to již od roku 1988. Jedná se o profesionální měřicí stanici 1. řádu provozovanou ČHMÚ. Tato stanice se nachází v nadmořské výšce 1123 m a je vybavena aktivním i pasivním mlhoměrem (Tesař et al. 2004). Odběrová lokalita Malá Mokrůvka je pokryta mladým smrkovým porostem. Je součástí odběrového místa Doupě a vybavena pasivním mlhoměrem (Tesař et al. 2008).

Jizerské hory – v rámci této oblasti se nachází pouze jediná lokalita Pramen Černé Nisy. Lokalita leží v horském povodí Uhlířská, v západní části hor nad nádrží Bedřichov. Vegetace je zde tvořena smrkovým porostem. Povodí Uhlířská je součástí mezinárodních sítí měsíčních sledování stabilních izotopů GNIP a GNIR (Šanda et al. 2011).

Odběr

Odběr probíhal v období října a listopadu 2017 z toho důvodu, že je v tomto období v rámci České republiky zaznamenáván největší počet dní s mlhou (Tolasz et al. 2007). Z praxe AV ČR vyplývá, že nejlepší je odebírat vzorky mlhy do prosince, protože v lednu a únoru už odběr komplikuje sníh. Vzorky z obou měsíců byly odebrány na Šumavě a v Jizerských horách. Z Krkonoš jsou k dispozici pouze odběry z měsíce října. Jednotlivé epizody byly odebírány v rámci 14denního kumulativního odběru. V rámci každé oblasti byly odebrány 2-4 vzorky jednotlivých epizod (Příloha 1, 2 a 3).

Celkově bylo odebráno 46 vzorků. Odběr všech typů vzorků proběhl v Krkonoších na Studniční hoře a Labské boudě a na Šumavě na Malé Mokrůvce. Z oblasti Jizerských hor chybí odběry throughfallu. Nejvýše položeným odběrným místem je lokalita Labská bouda v Krkonoších a nejnižší položeným Prameny Černé Nisy v Jizerských horách (Tab. 3).

Tab. 3: Odběrové lokality

Oblast	Lokalita	GPS souřadnice	Nadmořská výška	Typ mlhoměru	Odebrané vzorky
Šumava	Malá Mokrůvka	48.9702228N, 13.5123172E	1300	pasivní	SR MLTH
	Churáňov	49.0682161N, 13.6152428E	1123	aktivní, pasivní	SR ML TH
Krkonoše	Studniční hora	50.7265272N, 15.7051425E	1550	pasivní	SR ML TH
	Labská bouda	50.7703075N, 15.5412983E	1355	pasivní	SR ML TH
Jizerské hory	Prameny Černé Nisy	50.8400925N, 15.1518536E	820	pasivní	SR ML

SR = srážky, ML = mlha, TH = throughfall

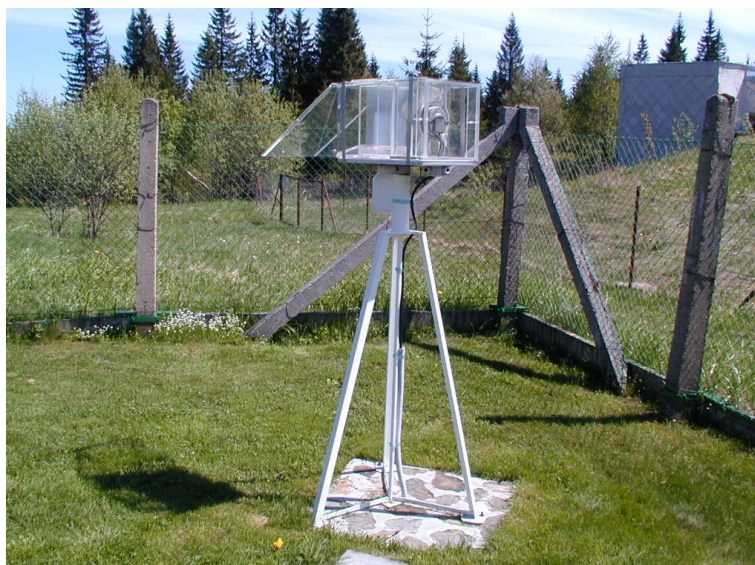
Odebrané vzorky byly z odběrných lahví přelity do menších hranatých lahviček o objemu cca 30 ml a větších PE (polyethylenových) lahví sloužících pro další analýzy (Obr. 13).



Obr. 13: Vzorky jednotlivých epizod (foto: D.Hanusková)

5.1.1 Odběr mlžné vody

Odběr mlžné vody byl proveden za použití aktivního nebo pasivního mlhoměru. Aktivní mlhoměr byl použit pouze v Churáňově. Aktivní mlhoměr je zde umístěn od roku 1988. Vyroben je z chemicky inertního materiálu a je vybaven inertním teflonovým výpletem. (Obr. 14). Pro zabránění kontaminace vzorku dešťovými kapkami směřuje vstupní otvor k zemi. Vzduch je proháněn díky ventilátoru ze vstupního otvoru přes sběrný náboj vyplněný teflonovou strunou o průměru 0,78 mm.



Obr. 14: Aktivní mlhoměr na Churáňově (foto: Ing. Tesař)

Od roku 1998 byl na tuto stanici osazen i mlhoměr pasivní tzv. Grunowova typu (Obr. 15), který se skládá z odběrového náboje vyplněného teflonovým vláknem. Vzduch je odběrovým zařízením proháněn pouze vlastní rychlostí větru. V PE těle přístroje je osazen náboj, který je před kontaminací dešťovou vodou chráněn krytem.



Obr. 15: Pasivní mlhoměr na lokalitě Churáňov (foto: Ing. Tesař)

Vzorek mlhy byl z odběrové lahve mlhoměru přelit do malých hranatých lahvíček (cca 30 ml), a to tak, aby nezůstal pod víčkem žádný vzduch. Úplné naplnění bylo důležité pro zamezení evaporace a výměně plynů s okolím, která by mohla ovlivnit izotopové složení vzorku. Pro zabránění evaporace lze podle Scholl et al. (1996) aplikovat do vzorku minimálně 1 cm tlustou vrstvičku minerálního oleje. Tato možnost nebyla vzhledem k předpokládaným mrazům, které omezují evaporaci použita. Dalším důvodem byl požadavek, aby nebyl vzorek kontaminován olejem pro další analýzy.

Vzorky byly popsány symbolem lokality, datem odběru a označeny jako MLHA. Celkově bylo odebráno 11 vzorků mlžné vody, přičemž nejvíce je jich z lokality Churáňov na Šumavě.

5.1.2 Odběr vzorků padajících srážek

Odběr čisté dešťové vody nekontaminované mlhou a směsného vzorku deště a mlžné vody tzv. throughfallu probíhal na volné ploše a pod korunami stromů. Vzorek vody z padajících srážek jak na volné ploše, tak pod korunami stromů se odebíral pouze tehdy, byl-li odebrán vzorek epizody mlhy.

Na každé lokalitě byl v blízkosti mlhoměru instalován jeden odběrák na padající srážky na volné ploše a jeden pod korunami vegetace (Obr. 16). U Krkonoš se jednalo o Borovici kleč (*Pinus mugo*) a u Jizerských hor a Šumavy o smrk ztepilý (*Picea abies*). Podkorunové odběrové zařízení bylo nainstalováno v charakteristickém místě v porostu (nikoli hned u kmene, nikoli na mýtině, ale pod větvemi). Odběrové zařízení pro throughfall nebylo umístěno v oblasti Jizerských hor.



***Obr. 16: Odběrové zařízení padajících srážek a pasivní mlhoměr
Jizerské hory, Pramen Černé Nisy (foto: Ing. Tesař)***

Odběrové zařízení bylo umístěno v dřevěném boxu na tyči. V tomto boxu byla umístěna sestava odběrových lahví. Odběrová láhev je tvořena dvěma PE lahvemi, které jsou k sobě přišroubované přes spojovací svařená hrdla a propojeny trubičkou s monofiltrem, přes kterou protéká voda do dolní sběrné lahve. Druhá láhev umístěna na horní láhvi je zubatě odštířena a tvoří tak trychtýř.

Vzorek epizody padajících srážek byl přelity z odběrové láhve do dodaných malých hranatých lahviček, a to tak, aby nezůstal pod víčkem vůbec žádný vzduch. Zbytek vzorku pro potřeby chemické analýzy byl přelit do PE láhve vhodné velikosti. Vzorek byl popsán symbolem lokality, datem odběru a označen jako **SR** (volná plocha) nebo **TH** (podkorunový vzorek). Celkově bylo odebráno 13 vzorků epizod srážek a 11 vzorků throughfallu.

5.2 Uchování a příprava vzorků k analýze

Po odběru byly vzorky uchovávány v ledničce a na začátku ledna převezeny do Prahy do Ústavu pro Životní prostředí Univerzity Karlovy k analýze. Zde byly vzorky uloženy až do analýzy v krabici v ledničce v laboratoři environmentální chemie v Benátské. Pro analýzu byl přepipetován vzorek o objemu 1,8ml do krimpovacích vial o objemu 2 ml. Pro eliminaci evaporace bylo dbáno na to, aby byla lahvička otevřena co nejkratší dobu a viala byla ihned po přepipetování vzorku krimpovacími kleštěmi uzavřena a obrácena dnem vzhůru (Obr. 17).



Obr. 17: Krimpovací viala (<http://vialky.cz/products/ca11031a.jpg>)

5.3 Analýza vzorků

5.3.1 Stanovení stabilních izotopů

Analýza stabilních izotopů ^{18}O a ^2H proběhla 2. a 3. března 2018 na Jihočeské univerzitě v Českých Budějovicích. Analyzováno bylo celkem 46 vzorků.

Z připravených vzorků ve 2 ml vialách byl pomocí autosampleru PAL nadávkován 1 ml vzorku. Následně byla pomocí přístroje TC/EA ThermoBremen při teplotě 1400 °C provedena konverze vody na plyny (H_2 a CO) teplotním rozkladem v redukčním prostředí (Obr. 18). Izotopový poměr byl stanoven pomocí hmotnostního spektrometru Delta ThermoBremen (Obr. 19). Provedeno bylo duální měření, kdy byly oba analyty (H_2 i CO) stanoveny současně a společně s referenčními plyny H_2 a CO , které byly dávkovány z tlakových lahví. Každý vzorek byl měřen 3x. Pro následné zpracování dat se první měření vylučuje z důvodu zatížení paměťovým efektem. Pro následnou analýzu dat, tak byla k dispozici zbylá dvě měření.



Obr. 18: TC/EA ThermoBremen
(foto: Mgr. Jandová)



Obr. 19: Hmotnostní spektrometr
(<https://www.thermofisher.com>)

Výsledné hodnoty byly následně normalizovány pomocí standardního postupu Nelsona (2000) na dva mezinárodní standardy, a to GISP a SMOW. Z nich byla rovněž spočtena směrodatná odchylka a určena tak přesnost měření (Tab. 4).

Tab. 4: Přesnost měření stabilních izotopů

Přesnost měření Směrodatná odchylka výběrová, počet měření n = 10		
	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$
SMOW	1,5 ‰	0,24 ‰
GISP	1,8 ‰	0,37 ‰

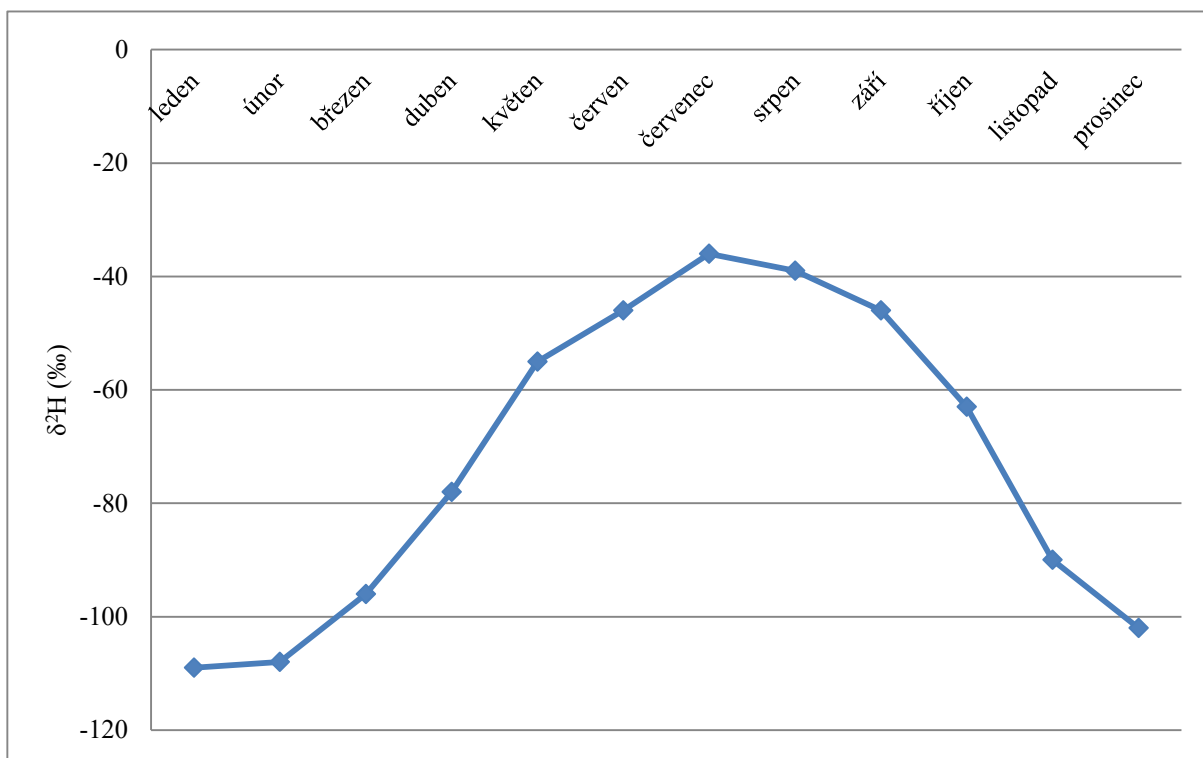
5.3.2 Očekávané výsledky epizod srážek

Pomocí modelu GNIP byly vypočítány očekávané hodnoty poměrného izotopového složení (δ) stabilních izotopů kyslíku ^{18}O a vodíku ^2H deště pro jednotlivé oblasti odběru vzorků. Z očekávaných hodnot vyplývá, že hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ srážek by měly nabývat hodnot pro $\delta^{18}\text{O}$ rozsahu od -8,9 do -13,0 ‰ a pro $\delta^2\text{H}$ od -60 do -93 ‰. (Tab. 5).

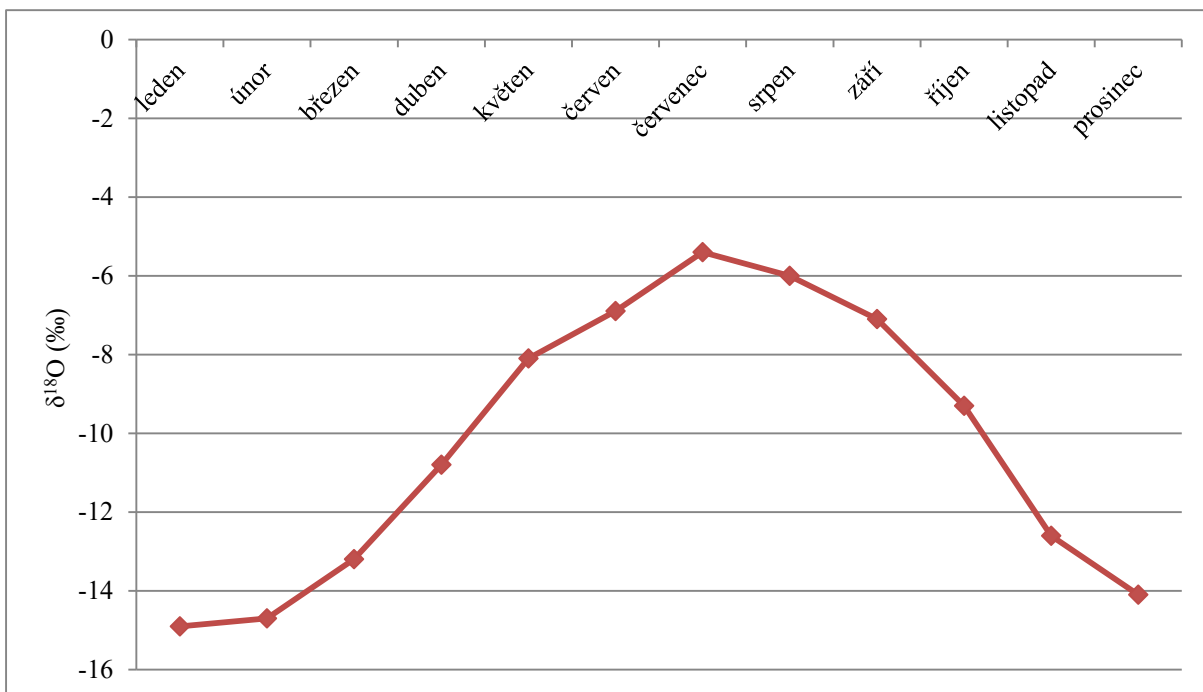
Tab. 5: Očekávané hodnoty poměrného izotopového složení izotopů kyslíku a vodíku ve srážkách

Oblast	Lokalita/ odběr	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)
Krkonoše	Studiční Hora (říjen)	-10,4	-71,0
	Labská bouda (říjen)	-10,0	-68,0
Šumava	Churáňov (říjen)	-9,3	-63,0
	Churáňov (listopad)	-12,6	-90,0
	Malá Mokrůvka (říjen)	-9,6	-65,0
	Malá Mokrůvka (listopad)	-13,0	-93,0
Jizerské hory	Pramen Černé Nisy (říjen)	-8,9	-60,0
	Pramen Černé Nisy (listopad)	-12,0	-85,0

Pro odhad ročního chodu poměrného izotopového složení stabilních izotopů kyslíku ^{18}O a vodíku ^2H , byly pro oblast Churáňova vypočítány očekávané hodnoty pro všechny měsíce. Hodnoty kyslíku i vodíku mají obdobný průběh. Od izotopově nejlehčích srážek v lednu a únoru dochází až do července k jejich těžknutí a po tomto zvratu se stávají opět postupně izotopově lehčími. Předpokládá se tedy, že výsledné hodnoty odběrů z měsíce října budou ve srovnání s odběry v měsíci listopadu izotopově lehčí (Obr. 20 a 21)



Obr. 20: Roční chod $\delta^2\text{H}$ deště pro stanici Churáňov vypočtený pomocí modelu GNIP



Obr. 21: Roční chod $\delta^{18}\text{O}$ deště pro stanici Churáňov vypočtený pomocí modelu GNIP

5.4 Výpočet hydrologického podílu mlhy na atmosférické depoizici

Pro výpočet podílu mlhy na atmosférické depoizici byla použita jednoduchá lineární směšovací rovnice (simple linear mixing model), kterou lze aplikovat ke zhodnocení příspěvku dvou různých zdrojů. Mlha a déšť jsou považovány za dva nezávislé zdroje vody, které jsou v určitém objemovém poměru smíchány a vzniká tak výsledná složka např. transpirační voda nebo throughfall, se kterým bylo v tomto případě počítáno. Frakcionace throughfallu pocházející z mlhy F/T se podle Scholl et al. (2009) vypočítá jako:

$$f_F = \frac{\delta_T - \delta_R}{\delta_F - \delta_R}$$

kde je δ označení pro izotopový poměr kyslíku ^{18}O nebo vodíku ^2H

δ_T = poměrové složení throughfall, δ_R = poměrové složení srážek, δ_F = poměrové složení mlhy

5.5 Statistická analýza

V programu Microsoft Excel byla provedena vizualizace výsledků analýzy stabilních izotopů pomocí grafů a tabulek. Statistická analýza byla provedena pomocí programu R. Ověřeny byly předpoklady pro výběr parametrických nebo neparametrických testů. Vzhledem k tomu, že nebyly splněny všechny předpoklady parametrických testů, byla data analyzována pomocí neparametrického párového a nepárového Wilcoxonova testu a Kruskal-Wallisova testu. Výsledné hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ deště byly srovnány s očekávanými hodnotami modelu GNIP pomocí Wilcoxonova párového testu. Dále bylo provedeno srovnání $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ oblastí pro déšť a mlhu pomocí Kruskal-Wallisova testu. Statisticky byl ověřen také rozdíl $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ mlhy a deště pomocí Wilcoxonova párového testu. Pro všechny statistické testy byla stanovena hladina významnosti $\alpha = 0,05$.

6 Výsledky

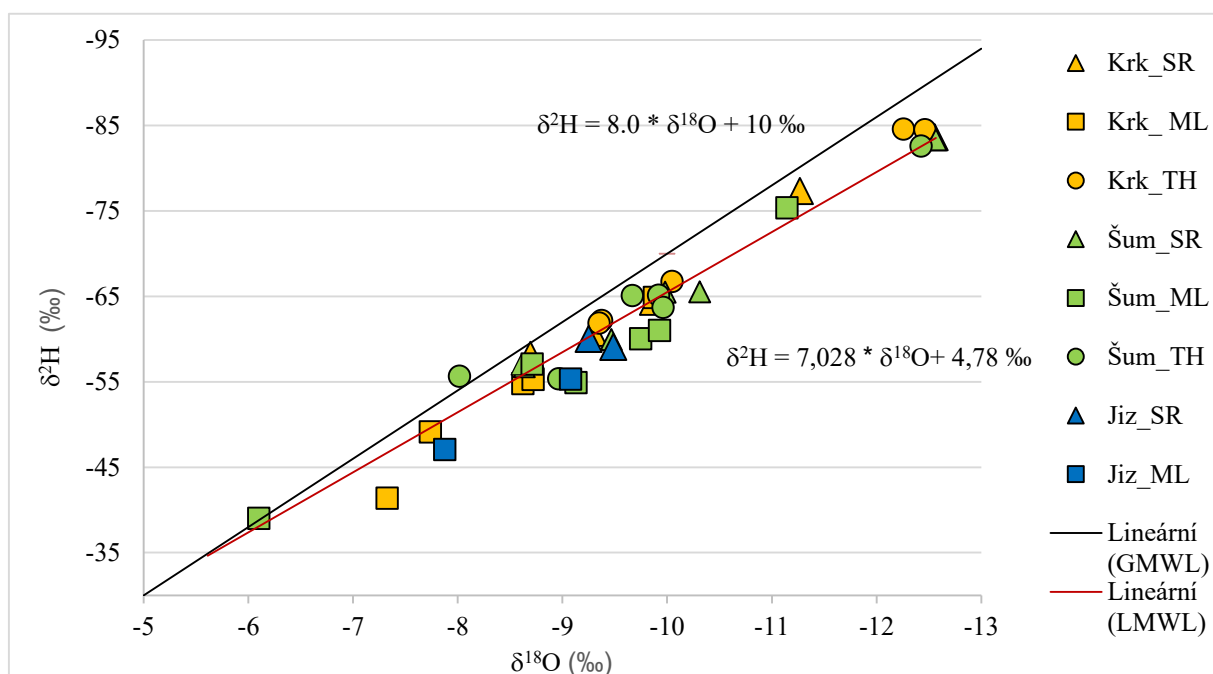
V rámci analýzy stabilních izotopů bylo zpracováno celkem 46 vzorků z 3 různých oblastí ČR, a to Šumavy, Krkonoš a Jizerských hor. Příloha 1 prezentuje celkové výsledky $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ jednotlivých epizod ze všech oblastí. Nejvíce odběrů je z oblasti Šumavy Churáňova, kde odběr probíhal v měsíci říjnu a listopadu. Hodnoty poměrného izotopového složení $\delta^{18}\text{O}$ nabývají hodnot v rozsahu od -6,096 ‰ do -12,459 ‰ a pro $\delta^2\text{H}$ od -39,040 ‰ do -84,591 ‰.

6.1 Poměrné izotopové složení $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ ve sledovaných oblastech

Z celkového grafického srovnání všech 3 oblastí vyplývá, že se tyto oblasti v $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ neodlišují. Statisticky významný rozdíl nebyl potvrzen ani mezi oblastmi pro $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ mlhy a deště. (pro $\delta^2\text{H}$ mlhy $p=0,5144$, deště $p=0,5293$ a pro $\delta^{18}\text{O}$ mlhy $p=0,4343$ a deště $p=0,7716$).

Výsledné hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ srážek leží okolo lokální meteorické čáry vody, která je dána rovnicí $\delta^2\text{H} = 7,028 * \delta^{18}\text{O} + 4,78 \text{ ‰}$. Tato křivka je mírně odkloněna od globální meteorické čáry vody, což naznačuje, že zde dochází k evaporaci a místní srážky tak mají původ v odpařené vodě (Obr. 22).

Z vizuálního porovnání odběrů jednotlivých lokalit v rámci oblastí vyplývá, že u oblastí Krkonoš je $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ obdobné, zatímco lokality Šumavy Malá Mokrůvky a Churáňov se liší. V oblasti Malá Mokrůvka je větší rozptyl mezi hodnotami jednotlivých epizod a je zde také izotopově nejtěžší vzorek mlhy. U lokality Churáňov se nacházejí výsledné hodnoty v menším rozahu hodnot. Nejlehčím vzorkem zde je společně se srážkami i vzorek throughfallu. Izotopově nejtěžší vzorky mlhy jsou z lokality Labská bouda. U těchto dvou lokalit je mlha ve srovnání se srážkami izotopově těžší. U lokality Labská bouda jsou izotopově nejlehčími vzorky throughfallu a srážek (Obr. 23 a 24).

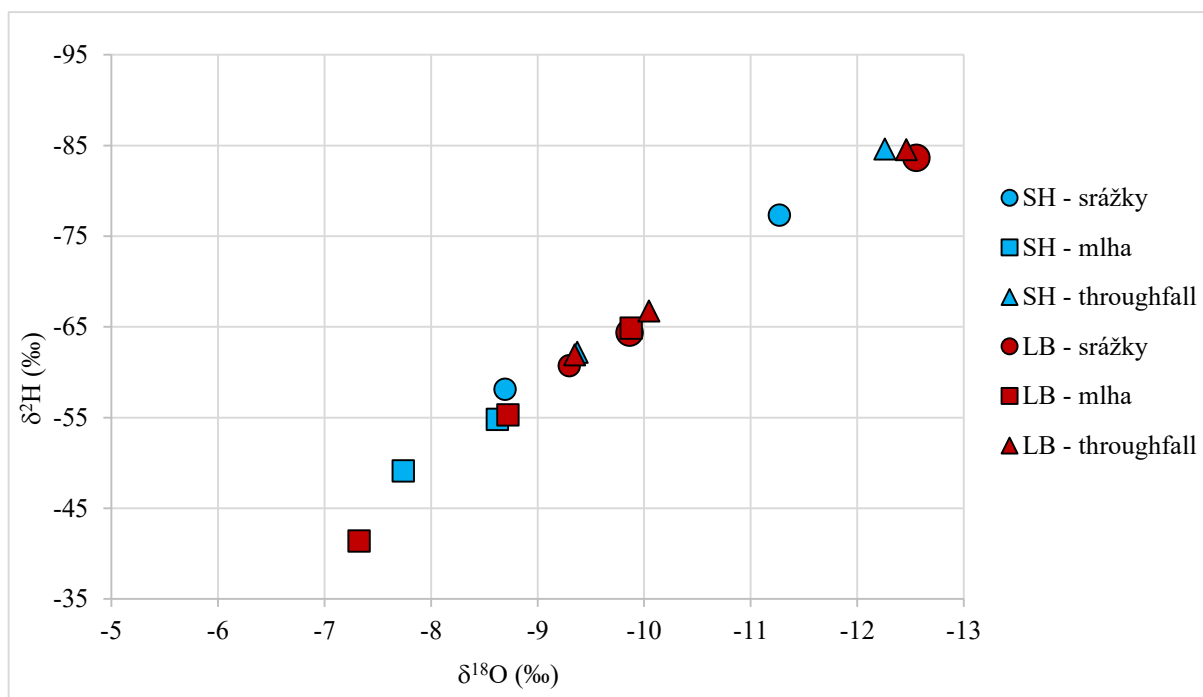


Obr. 22: Celkové srovnání $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ jednotlivých odběrů mezi oblastmi, GMWL a LMWL

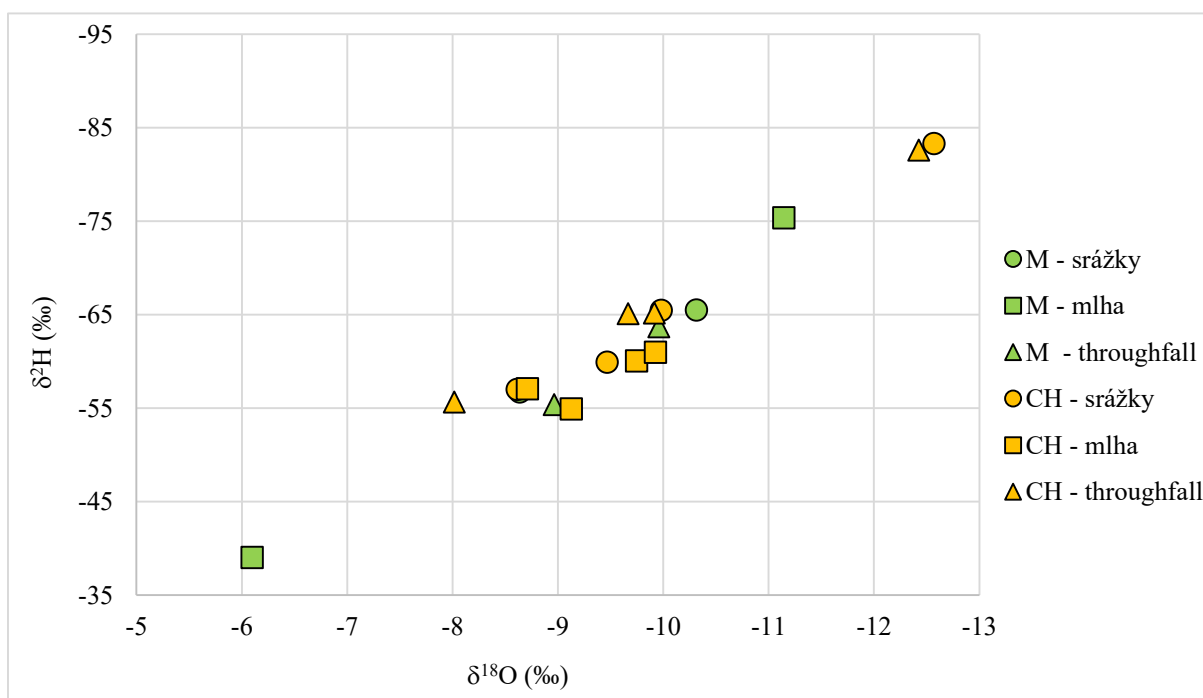
Krk_SR – Krkonoše-srážky, **Krk_ML** – Krkonoše-mlha, **Krk_TH** – Krkonoše-throughfall, **Šum_SR** – Šumava-srážky, **Šum_ML** – Šumava-mlha, **Šum_TH** – Šumava-throughfall, **Jiz_SR** – Jizerské hory-srážky, **Jiz_ML** – Jizerské hory-mlha

GMWL – Globální meteorická čára vody

LMWL – Lokální meteorická čára vody



Obr. 23: Celkové srovnání $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ jednotlivých odběrů v Krkonoších
SH – Studniční hora, LB – Labská bouda



Obr. 24: Celkové srovnání $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ jednotlivých odběrů na Šumavě
M – Malá Mokrůvka, CH – Churáňov

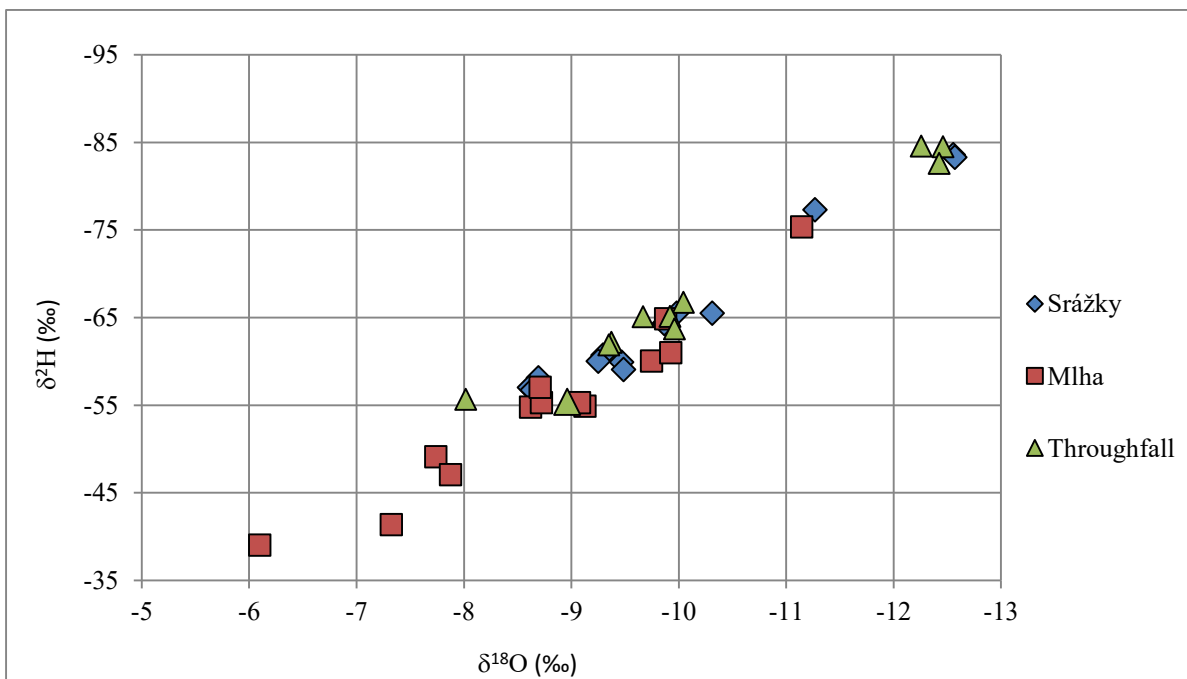
6.2 Porovnání $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ srážek, mlhy a throughfallu

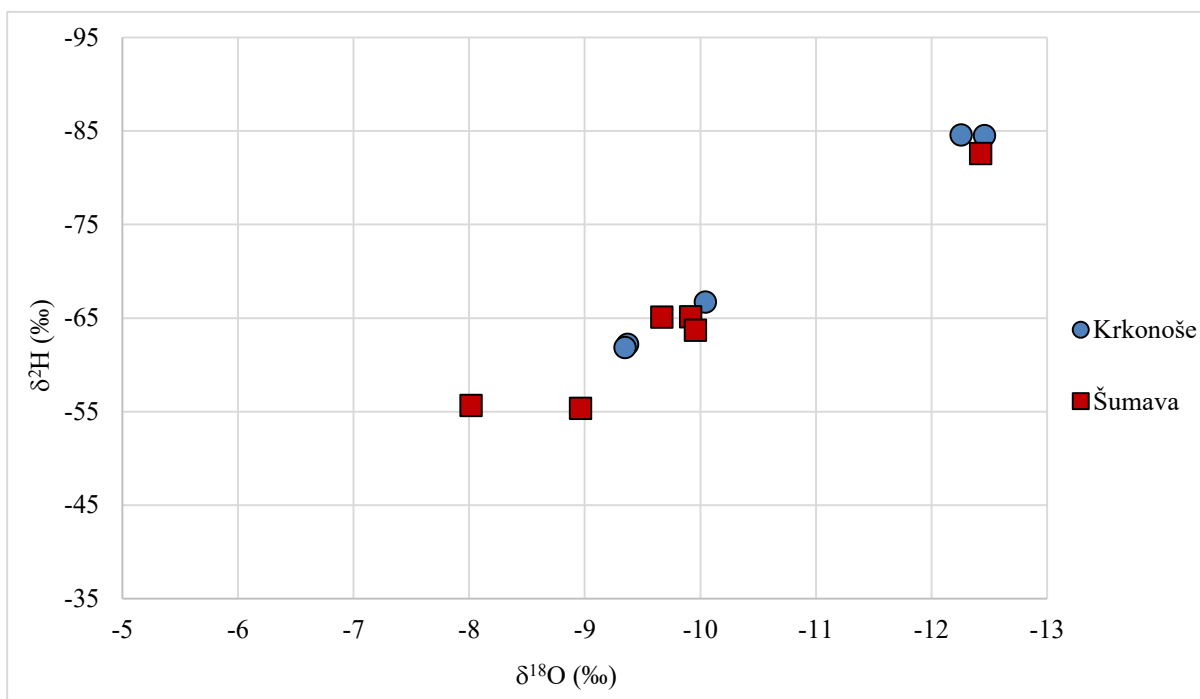
Z výsledků této studie vyplývá, že izotopově nejlehčí jsou ve většině případů srážky a izotopově nejtěžší mlha (Obr. 25).

Hodnoty odběru throughfallu se u tří odběrů z oblasti Šumavy nachází mezi hodnotami $\delta^{18}\text{O}$ mlhy a srážek, v případě $\delta^2\text{H}$ leží hodnoty throughfallu mezi hodnotami srážek a mlhy pouze u dvou odběrů z oblasti Šumavy a jednoho odběru z Krkonoš (Příloha 1). U ostatních odběrů se blíží svými hodnotami srážkám. Porovnání vzorků throughfallu bylo provedeno pouze u dvou oblastí, a to Krkonoš a Šumavy. Izotopově nejtěžší vzorky throughfallu byly z oblasti Šumavy a izotopově nejlehčí z oblasti Krkonoš. Největší rozdíl mezi izotopovými hodnotami je u oblasti Šumavy (Obr. 26).

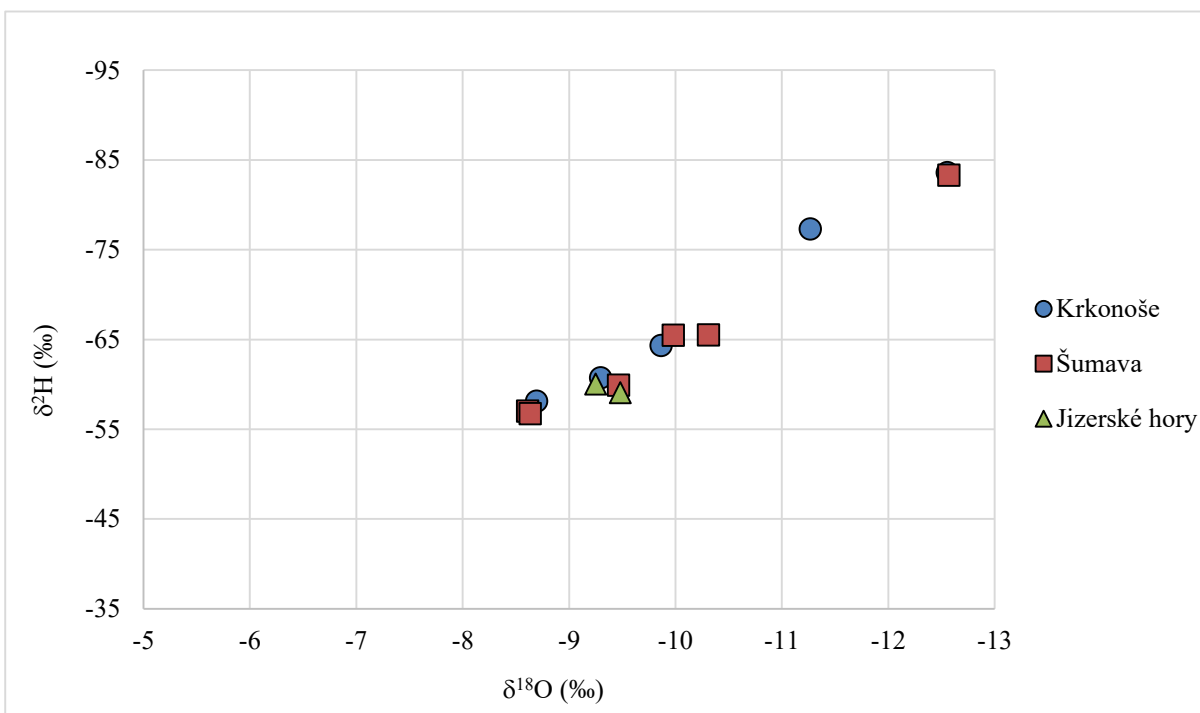
Z porovnání toho, jak se liší všechny 3 oblasti ve vzorcích odebraných srážek, vyplývá, že největší rozptyl mezi výsledky je v oblasti Šumavy. U této oblasti jsou srážky izotopově nejtěžší. Izotopově nejlehčí srážky jsou shodně ve dvou oblastech, a to jsou Krkonoš a Šumava. Z oblasti Jizerských hor byly analyzovány pouze dva vzorky, avšak hodnota stabilních $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ vychází obdobně (Obr. 27).

V rámci této studie bylo také provedeno srovnání hodnot $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ mlhy a srážek. Z porovnání jednotlivých odběrů vyplývá, že jsou srážky ve srovnání s deštěm izotopově těžší pro $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ vyjma dvou odběrů z oblasti Šumavy (Příloha 1, 2 a 3). Izotopově nejlehčí i nejtěžší vzorek je z oblasti Šumavy (Obr. 28). Statistické zhodnocení pomocí Wilcoxonova párového testu při stanovené hladině významnosti $\alpha = 0,05$ potvrdilo, že se $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ srážek a mlhy liší a mlha je ve srovnání s deštěm izotopově těžší ($\delta^{18}\text{O}$ $p=0,004639$; $\delta^2\text{H}$ $p=0,006104$).

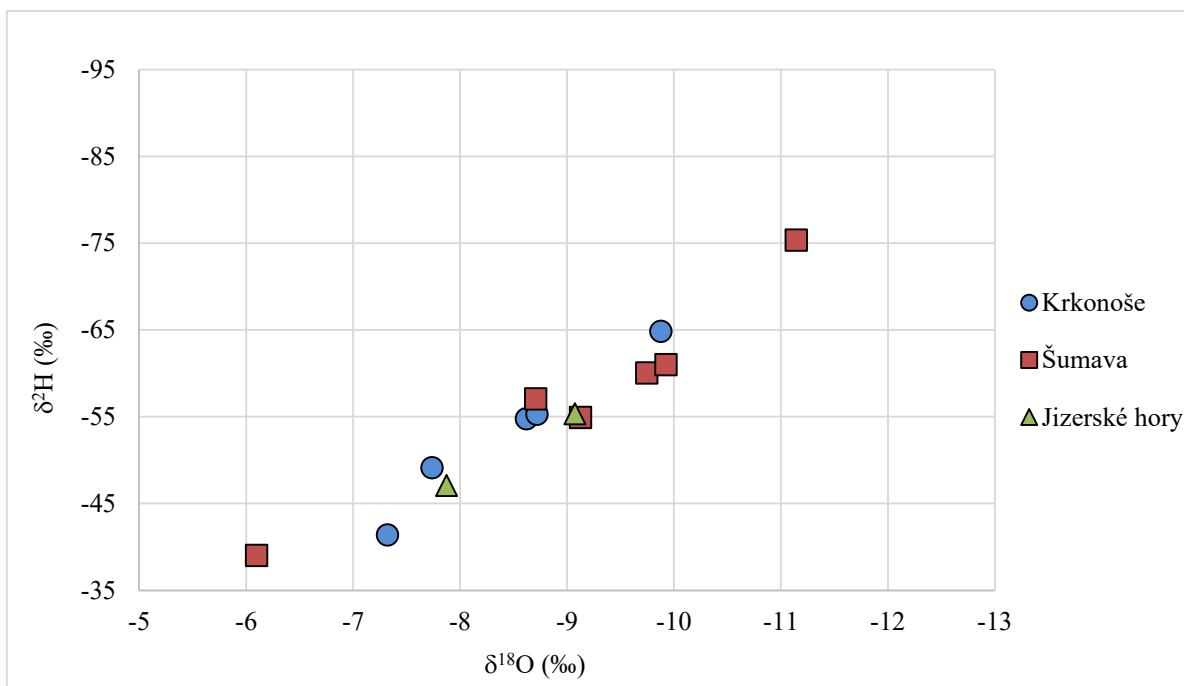




Obr. 26: Srovnání $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ jednotlivých odběrů throughfallu mezi oblastmi



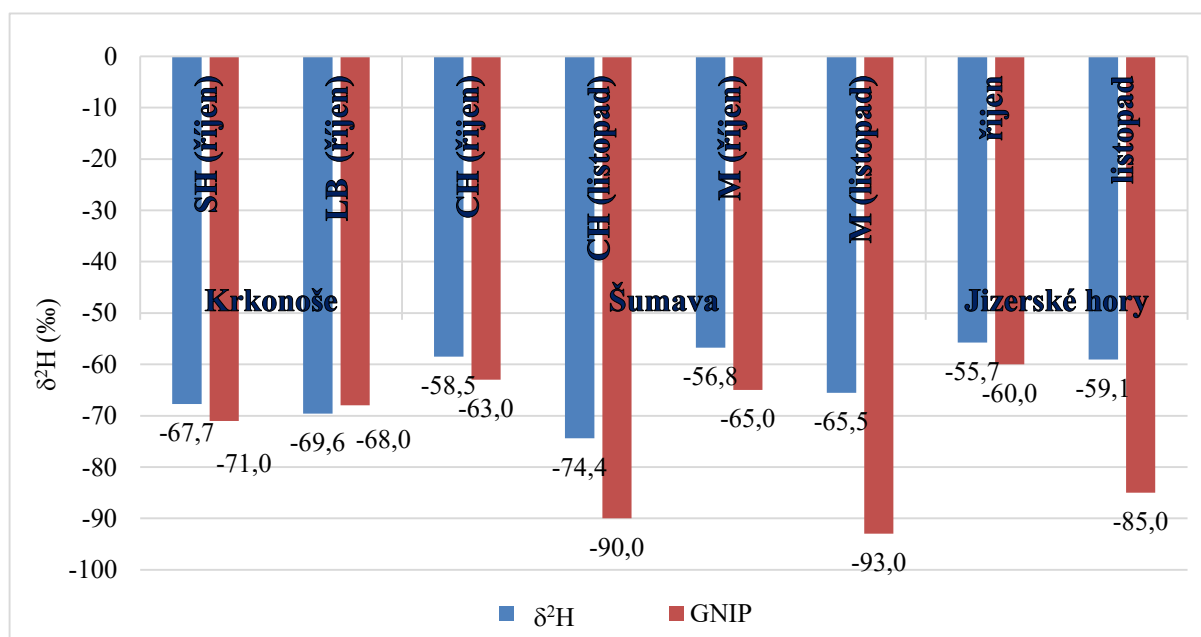
Obr. 27: Srovnání $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ jednotlivých odběrů srážek mezi oblastmi



Obr. 28: Srovnání $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ jednotlivých odběrů mlhy mezi oblastmi

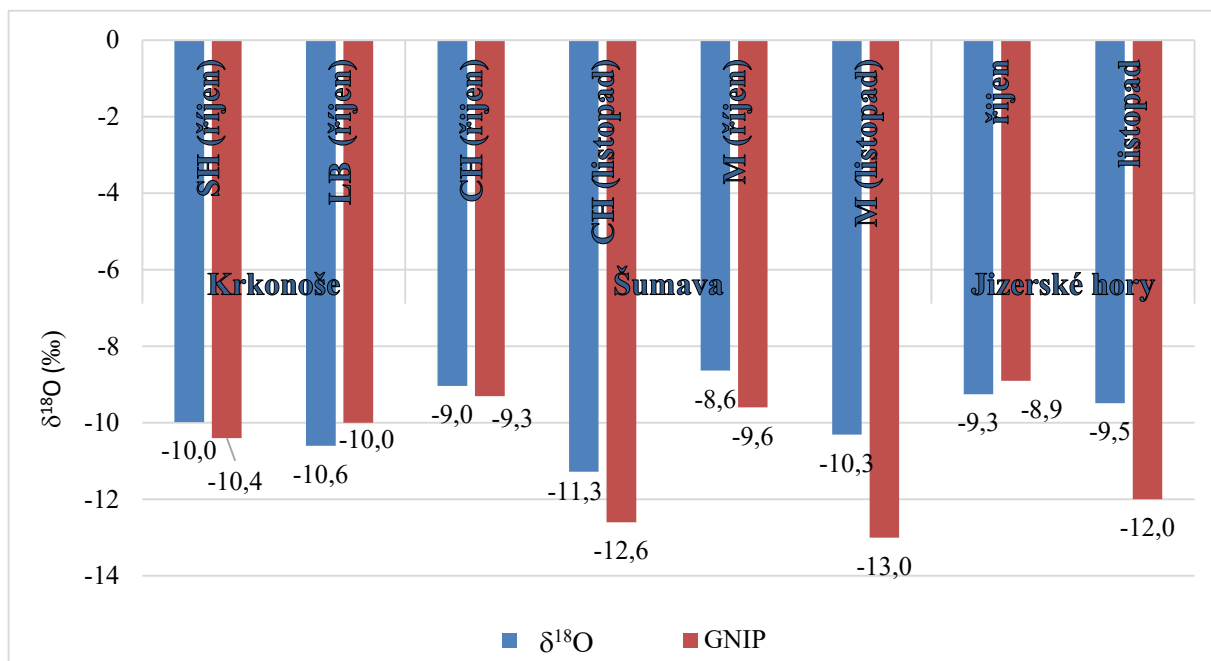
6.3 Porovnání s modelem GNIP

Z porovnání výsledných hodnot $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ srážek s očekávanými hodnotami vypočítanými pomocí modelu GNIP vyplývá, že se naše hodnoty nacházejí v rozpětí hodnot modelu GNIP především pro oblast Krkonoš. Hodnoty z Jizerských hor a Šumavy se odlišují především v měsíci listopadu (Obr. 29 a 30). Pomocí statistického testu bylo potvrzeno, že se reálné hodnoty srážek $\delta^{18}\text{O}$ a hodnoty vypočtené pomocí modelu GNIP neliší ($\delta^{18}\text{O}$ srážek $p=0,1094$, $\delta^2\text{H}$ srážek $p=0,01563$).



Obr. 29: Srovnání reálných hodnot $\delta^2\text{H}$ srážek s vypočítanými hodnotami $\delta^2\text{H}$ s pomocí modelu GNIP

SH – Studniční hora, LB – Labská bouda, CH – Churaňov, M – Malá Mokrůvka



Obr. 30: Srovnání reálných hodnot $\delta^{18}\text{O}$ srážek s vypočítanými hodnotami $\delta^{18}\text{O}$ pomocí modelu GNIP
 SH – Studniční hora, LB – Labská bouda, CH – Churáňov, M – Malá Mokrůvka

6.4 Podíl mlhy

Výpočet podílu mlhy na atmosférické depozici je proveden vzhledem k dostupným údajům pouze pro oblast Šumavy a Krkonoš. Největší podíl mlha tvoří pro $\delta^2\text{H}$ v oblasti Šumavy – Malá Mokrůvka, a to 7,8 %. Pro $\delta^{18}\text{O}$ je největší podíl 7,4 % také na Šumavě na Churáňově a současně je zde i nejmenší podíl mlhy pro $\delta^2\text{H}$. U $\delta^{18}\text{O}$ byl nejmenší podíl mlhy u Krkonoš – Labské boudy. Reálné hodnoty podílu mlhy jsou vyznačeny v tabulce červenou barvou (Tab. 6).

Tab. 6: Výpočet hydrologického podílu mlhy na atmosférické depozici

		podíl mlhy			
		$\delta^2\text{H}$	%	$\delta^{18}\text{O}$	%
Krk_SH	2.10.	-0,323	-32,269	-0,384	-38,423
Krk_SH	16.10.	-0,452	-45,206	-0,709	-70,921
Krk_LB	2.10.	-0,049	-4,895	0,035	3,547
Krk_LB	16.10.	-0,215	-21,460	-0,088	-8,824
Krk_LB	27.10.	-0,104	-10,417	-0,070	-7,042
Šum_CH	2.10.	-1,811	-181,092	-0,264	-26,350
Šum_CH	24.10.	-0,447	-44,733	-0,526	-52,604
Šum_CH	7.11.	0,032	3,168	0,074	7,386
Šum_CH	9.11.	0,032	3,151	0,054	5,446
Šum_M	25.11.	0,078	7,779	1,128	112,835
Šum_M	14.11.	-0,183	-18,295	1,425	142,530

Krk_LB – Krkonoše-Labská bouda, Šum_CH – Šumava- Churáňov, Šum_M – Šumava- Malá Mokrůvka, Jiz – Jizerské hory

Z výpočtu průměrného podílu mlhy na atmosférické depozici vyplývá, že pro oblast Krkonoš a $\delta^{18}\text{O}$ je tento podíl 3,6 %. Pro oblast Šumavy je průměrný podíl pro $\delta^{18}\text{O}$ 4,7 % a pro $\delta^2\text{H}$ 6,4 % (Tab. 7)

Tab. 7: Výpočet průměrného podílu mlhy na atmosférické depozici pro jednotlivé oblasti

Podíl mlhy:	$\delta^{18}\text{O}$ (%)	$\delta^2\text{H}$ (%)
Krkonoše	3,6	-
Šumava	4,7	6,4

7 Diskuze

V rámci diplomové práce je provedena analýza $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ jednotlivých epizod pomocí hmotnostního spektrometru Delta ThermoBremen. Hodnoty δ byly vztaženy ke dvěma mezinárodním standardům, a to SMOW a GISP, který byl již nahrazen standardem SLAP, ale v Českých Budějovicích, kde analýza proběhla, ještě není využíván. Přesnost našich výsledků byla vysoká a pohybovala v rozmezí 1,5 - 1,8 ‰ u $\delta^{18}\text{O}$ a 0,24 - 0,37 ‰ u $\delta^2\text{H}$. To odpovídá přesnosti uváděné v odborných pracích (Clark, Fritz 1997; Mook, de Vries 2001; Kracht, Hilkert 2016; Singh 2017; Kaseke 2018; Holko et al. 2015). Nejlépe vyšla přesnost u standardu SMOW se směrodatnou odchylkou 0,24 ‰.

7.1 Srovnání izotopových hodnot srážek

V rámci této práce byly porovnávány hodnoty srážek $\delta^2\text{H}$ a $\delta^{18}\text{O}$ s daty vypočtenými pomocí modelu GNIP a literaturou.

Model GNIP

Z grafického srovnání reálných hodnot srážek s hodnotami vypočtenými modelem GNIP vyplývá, že se naše výsledky nacházejí v rozpětí hodnot modelu GNIP především pro oblast Krkonoš. Pomocí statistického testu bylo potvrzeno, že se reálné hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ srážek všech oblastí a hodnot vypočtených pomocí modelu GNIP neliší ($\delta^{18}\text{O}$ srážek $p=0,1094$, $\delta^2\text{H}$ srážek $p=0,01563$). Hodnoty $\delta^2\text{H}$ srážek z Jizerských hor a Šumavy se odlišují především v měsíci listopadu (Obr. 29 a 30). Největší rozdíl byl u vzorku z října 2017 z oblasti Šumavy-Malá Mokrůvka. Získané hodnoty srážek v porovnání s očekáváním vycházejí izotopově těžší, což může být způsobeno evaporací při odběru vzorku. Přednostně se odpařují lehčí izotopy a vzorek se tak stává izotopově těžší. Izotopový efekt evaporatione může být prokazatelný. Při 10% ztrátě vzorku během evaporatione mohou být vzorky obohaceny okolo 10 ‰ u ^2H a 2 ‰ u ^{18}O (Mook, de Vries 2001).

Porovnání se sledováním izotopového složení srážek v experimentálním povodí Uhlířská

Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ lze také porovnat s reálnými hodnotami získanými v experimentálním povodí Uhlířská v Jizerských horách, které je součástí mezinárodních sítí měsíčních sledování stabilních izotopů GNIP a GNIR (IAEA/WMO 2006; Vitvar et al. 2007). Měření izotopového složení srážek v rámci tohoto povodí probíhalo v letech 2007 až 2016. Nachází se zde odběrná lokalita Pramen Černé Nisy. Měsíční průměrná hodnota $\delta^{18}\text{O}$ srážek je obdobná s výsledky této práce pro oblast Jizerských hor (Šanda et al. 2008, 2011, 2017). Ze srovnání hodnot z měsíce října v letech 2007 až 2016 vyplývá, že se hodnota $\delta^{18}\text{O}$ pohybuje okolo -10 ‰ (Šanda et al. 2017)., tak jako tomu je u výsledků této práce. Dále bylo provedeno srovnání se studiem srážek v povodí Uhlířská probíhajícím od září 2012 do dubna 2014 v rámci výzkumu k bakalářské práci ČVUT v Praze. Analýza stabilních izotopů byla provedena pomocí laserové spektroskopie. Poměrné izotopové složení $\delta^{18}\text{O}$ zde vychází izotopově lehčí u odběru z listopadu 2012, kdy nabývá hodnot -12 ‰. Odběr srážek z října 2013 dosahuje izotopově těžší hodnoty -5 ‰ a rozdíl hodnoty odběru z listopadu je zanedbatelný (Sedlamierová 2015).

Porovnání se sledováním izotopového složení srážek ve Vysokých Tatrách na Slovensku

Hodnoty srážek $\delta^2\text{H}$ a $\delta^{18}\text{O}$ lze porovnat také se sledováním izotopového složení srážek, které probíhalo v období 25. - 31. července 2014 na Jaloveckém potoce a v období od října 2007 do srpna 2014 na Škaredém potoce a na Slovensku ve Vysokých Tatrách. Poměrné izotopové složení $\delta^2\text{H}$ a $\delta^{18}\text{O}$ srážek zde vychází izotopově těžší. V lokalitě Škaredý potok v nadmořské výšce 800 až 1800 m n. m. nabývá $\delta^2\text{H}$ hodnot od -45 ‰ do -70 ‰ a pro $\delta^{18}\text{O}$ od -5 ‰ do -10 ‰. Z porovnání s Jaloveckým potokem v nadmořské výšce 800 až 1500 m n. m. vyplývá, že hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ jsou izotopově těžší. Hodnoty poměrného izotopového složení $\delta^{18}\text{O}$ leží v rozsahu od -6 ‰ do -8 ‰ a hodnoty $\delta^2\text{H}$ v rozsahu -35 ‰ až -50 ‰ (Holko et al. 2018)., což je mimo rozsah našich hodnot.

7.2 Srovnání sledovaných oblastí

Jedním z cílů této práce je porovnání izotopového složení jednotlivých epizod mezi odběrovými oblastmi. Výsledné izotopové hodnoty leží okolo lokální meteorické čáry vody, která je dána rovnicí $\delta^2\text{H} = 7,028 * \delta^{18}\text{O} + 4,78$ ‰. Tato křivka je mírně odkloněna od globální meteorické čáry vody, což znamená, že zde dochází k evaporaci.

Z vizuálního porovnání výsledných hodnot této práce vyplývá, že se jednotlivé oblasti mezi sebou pro $\delta^2\text{H}$ a $\delta^{18}\text{O}$ neliší (Obr. 22). Tento závěr byl potvrzen také pomocí statistického testu pro $\delta^2\text{H}$ a $\delta^{18}\text{O}$ mlhy a deště. Ze statistického porovnání byl vyřazen odběr throughfallu, jelikož se jedná o směs mlhy a deště. Našemu závěru odpovídá i výpočet $\delta^2\text{H}$ a $\delta^{18}\text{O}$ pro krajní body České republiky, kde jsou hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ podobné (Tab. 8)

Tab. 8: Izotopové složení $\delta^2\text{H}$ a $\delta^{18}\text{O}$ krajních bodů ČR

Krajní body ČR	m n. m	$\delta^2\text{H}$ (‰)		$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	
východ - Bukovec	450	-63	± 1	-9,1	$\pm 0,0$
západ - Krásná	500	-65	± 2	-9,2	$\pm 0,1$
sever - Lobendava	560	-64	± 1	-9	$\pm 0,2$
jih – Vyšší Brod	700	-68	± 1	-9,7	$\pm 0,1$

Izotopové složení se mění také s nadmořskou výškou. V nižších nadmořských výškách klesá $\delta^2\text{H}$ o 1,6 ‰ a ve vyšších nadmořských výškách až o 4,8 ‰ na každých 100 m výšky (Ichiyanagi 2007). Výškový gradient izotopového složení srážek ve Vysokých Tatrách na Slovensku byl pro $\delta^2\text{H}$ -1,1 ‰ na každých 100 m a pro $\delta^{18}\text{O}$ -0,18 ‰ (Holko et al. 2018). Z porovnání odhadovaných izotopových hodnot $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ pro vybrané stanice ČHMÚ nacházející se v různých nadmořských výškách vyplývá, že s narůstající nadmořskou výškou se stávají srážky izotopově lehčí (Tab. 9). Naše odběrové lokality se nacházejí v horských oblastech, kdy rozdíl nadmořské výšky mezi nejnižší a nejvyšší položenou oblastí je cca 500 m n. m a i přesto zde nebyl zaznamenán statisticky významný rozdíl v $\delta^2\text{H}$ a $\delta^{18}\text{O}$ deště.

Tab. 9: Srovnání $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ vypočtených pomocí modelu GNIP pro stanice ČHMÚ

m n. m	$\delta^2\text{H}$		$\delta^{18}\text{O}$	
158	-58	± 1	-8.2	$\pm 0,2$
252	-61	± 1	-8.7	$\pm 0,2$
334	-61	± 1	-8.7	$\pm 0,1$
397	-62	± 1	-8.8	$\pm 0,1$
400	-65	± 2	-9.3	$\pm 0,2$
450	-63	± 1	-9,1	$\pm 0,0$
474	-66	± 2	-9.4	$\pm 0,2$
500	-65	± 2	-9,2	$\pm 0,1$
519	-66	± 1	-9,3	$\pm 0,1$
532	-66	± 2	-9,4	$\pm 0,2$
560	-64	± 1	-9	$\pm 0,2$
603	-65	± 1	-9.1	$\pm 0,2$
664	-69	± 3	-9.8	$\pm 0,2$
700	-68	± 1	-9,7	$\pm 0,1$
748	-70	± 2	-10.0	$\pm 0,2$
816	-68	± 3	-9,8	$\pm 0,2$
830	-68	± 3	-9.7	$\pm 0,2$
1117	-75	± 3	-10.7	$\pm 0,2$
1322	-78	± 4	-11.1	$\pm 0,3$
1602	-80	± 6	-11.5	$\pm 0,5$

7.3 Porovnání sledovaných lokalit

Porovnání izotopového složení jednotlivých lokalit bylo možné provést pouze u Šumavy a Krkonoš, jelikož v Jizerských horách probíhal odběr pouze na jedné lokalitě. Vzhledem k malému počtu odběru u jednotlivých lokalit, bylo možné srovnat izotopové složení sledovaných lokalit pouze na základě vizuálního porovnání. V rámci obou porovnávaných oblastí je výškový rozdíl mezi lokalitami cca 200 m n. m. V rámci Krkonoš se výsledky měření na lokalitách i přes rozdílnou nadmořskou výšku nelišily (Obr. 23). Mírně rozdílné izotopové složení bylo zaznamenáno mezi lokalitami Malá Mokrůvka a Churáňov na Šumavě. Výraznější rozdíl je možné sledovat u $\delta^2\text{H}$ u odběru na Malé Mokrůvce z 25. 10. 2017, kdy se jednalo se o izotopově nejtěžší vzorek mlhy (Obr. 24). Přičemž vzorek z měsíce listopadu je z této lokality izotopově nejlehčí. Ve srovnání s odběrem na Churáňově lze tento rozdíl vysvětlit například chybou při odběru. Rozdíl mezi těmito lokalitami mohl být způsoben také odlišným typem odběrového zařízení. Na Churáňově je umístěn aktivní mlhoměr, který umožňuje lepší separaci velkých dešťových kapek od malých kapek mlhy (Daube et al. 1986, 1987).

7.4 Mlha a srážky

Dalším cílem této práce je potvrzení předpokladu, že je mlha ve srovnání s deštěm obohacena o těžší izotopy ^2H a ^{18}O a je tedy izotopově těžší (Dawson 1998, Scholl et al. 2011). Z porovnání se Scholl et al. (2011), kteří uvádějí hodnoty izotopového složení mlhy z různých částí světa pro $\delta^2\text{H}$ hodnot od -20 ‰ do 20 ‰ a pro $\delta^{18}\text{O}$ od -4 ‰ do hodnot kolem 0 ‰ vyplývá, že izotopové hodnoty mlhy zjištěné v této studii jsou izotopově lehčí, což může být způsobeno tím, že se odběrové místa nacházejí v horských oblastech a také tím, že se nacházejí ve vnitrozemí. U $\delta^2\text{H}$ byly zjištěny hodnoty v rozmezí od -75 ‰ do -39 ‰ a u $\delta^{18}\text{O}$ v rozmezí od -11 ‰ do -7 ‰. Z porovnání izotopového složení jednotlivých epizod v rámci jednotlivých odběrů pak vyplývá, že až na výjimku dvou odběrů z Šumavy je mlha ve srovnání s deštěm izotopově těžší (Příloha 1). Rozdílnost izotopového složení mlhy a deště byla potvrzena i pomocí statistického testu při stanovené hladině významnosti $\alpha = 0,05$ ($\delta^{18}\text{O}$ $p=0,004639$; $\delta^2\text{H}$ $p=0,006104$). Izotopově lehčí vzorky mlhy na Šumavě mohou být způsobeny například tím, že je jejich vznik spojen s evaporací. Jelikož je mlha první stádium kondenzace, měly by její hodnoty tedy ležet na meteorické čáře vody, která zahrnuje tyto hodnoty a vypovídá tak o původu těchto srážek (Gonfiantini, Longinelli 1962; Jouzel 1986; Majoube 1971; Stewart 1975). Pokud by měla mlha původ v oceánské páře, kopírovaly by její hodnoty globální meteorickou čáru vody, zatímco hodnoty mlhy formovaných z lokální meteorické vody by kopírovaly lokální meteorickou čáru vody. Hodnoty mlhy zjištěné v této studii se nacházejí mezi nebo pod těmito dvěma čarami, což značí, že zde dochází k další evaporaci a mlha je tedy formována ze směsného vzorku těchto dvou vzdušných mas (Kaseke et al. 2017, Obr. 22). S popisem stejné situace, kdy nebyl splněn předpoklad izotopově těžší mlhy, se setkáme i v literatuře. Zdůvodnění není ještě přesně známo a je uváděna potřeba dalšího výzkumu tohoto problému. Předpoklad izotopově těžší mlhy nebyl splněn

například při individuálním měření srážek v Portoriku (Scholl et al. 2011, Burkard et al. 2003) nebo na Kostarice (Burkard 2003, Schmid et al. 2011). Z výsledků této práce vyplývá, že rozdíl mezi mlhou a deštěm je větší pro $\delta^2\text{H}$, a to od 2,9 ‰ až 23,0 ‰. Pro $\delta^{18}\text{O}$ vychází rozdíl od 0,8 ‰ do 2,7 ‰. Největší rozdíl byl zaznamenán v Krkonoších na Labské boudě a tento rozdíl je srovnatelný s výsledky studií orografického typu mlhy Scholl et al. (2007) probíhající v Leeward Maui, dále pak se Stillem et al. (2003), kteří studovali orografický typ mlhy na Kostarice nebo s advekčním typem mlhy, kterou studovalo Fischer a Still (2007). Ze srovnání s radiačním typem mlhy, která byla studována na severozápadě Číny, vyplývá, že rozdíl mezi mlhou a deštěm je v našem případě větší. Vzorky v Číně byly odebrány také v 14denních intervalech. Největší rozdíl mezi izotopovým složením mlhy a srážek byl v případě mlhy a mraků vzniklých lokálně, konkrétně u advekční oceánské mlhy v Redwoodském národním parku v Severní Kalifornii. U $\delta^{18}\text{O}$ tvořil rozdíl téměř 10 ‰ a u $\delta^2\text{H}$ až 55 ‰ (Dawson 1998; Scholl et al. 2011).

7.5 Throughfall a srážky

Významný vstup srážek do lesní půdy, ale také jednu z proměnných pro výpočet podílu mlhy na atmosférické depozici, představují podkorunové srážky neboli throughfall. Throughfall tvoří směsný vzorek deště a mlhy a jeho hodnoty by tak měly ležet v rozmezí jejich hodnot a zároveň by měl být throughfall ve srovnání s deštěm izotopově těžší (Scholl et al. 2011). Předpoklad izotopového obohacení byl splněn pro $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ s výjimkou v podobě jednoho odběru v oblasti Šumavy, u Krkonoš pak pouze pro $\delta^{18}\text{O}$ u odběru z 2. 10. 2017. Jen šest z celkového počtu hodnot však splňuje podmínku, že leží v rozmezí hodnot deště a mlhy (Příloha 1).

Rozdíl mezi izotopovým složením throughfallu a srážek se pohyboval pro $\delta^2\text{H}$ v rozmezí od 0,7 ‰ do 7,2 ‰ a pro $\delta^{18}\text{O}$ od 0,05 ‰ do 1,18 ‰, což je rozdíl větší, než je uváděno v literatuře. Například Saxen ve své studii z roku 1986 v borovicovém lese ve Švédsku zjistil rozdíl pro $\delta^{18}\text{O}$ maximálně 0,36 ‰, Brodersen et al. (2000) zjistil v borovicovém lese v Německu rozdíl pro $\delta^{18}\text{O}$ 0,38 ‰. Rozdíl až 1 ‰ pro $\delta^{18}\text{O}$ byl zaznamenán v jehličnatém a listnatém lese v Georgii v USA (Kendall 1992).

Jako problematická se tedy projevila oblast Krkonoš, kde jsou hodnoty throughfallu ve srovnání s deštěm izotopově lehčí. Literatura uvádí, že rozdíl v izotopovém složení deště a throughfallu může být způsoben například vlivem evaporace a výměnou atmosférických plynů během setrvávání v koruně (Kendall, McDonnell 1998). Jelikož se zkoumaná oblast nachází v horské oblasti, mohl být throughfall ochuzen o těžší izotopy například díky záměně za molekuly vodní páry vlivem vysoké vlhkosti (Brodersen et al. 2000). Throughfall může být v průběhu procesu evapotranspirace zahušťován (Skřivan et al., 2004) nebo může být ochuzován o prvky, které jsou přijímány asimilačními orgány (Hagemeyer, Lohrie 1995). Současně zde mohl hrát roli i silný vítr, který se v oblasti Krkonoš vyskytuje (Tolasz et al. 2007). Výsledné hodnoty ovlivňuje také teplota, vlhkost vzduchu a doba setrvávání vody v koruně. Při setrvávání vody v koruně může dojít také k intenzifikaci depozičních procesů v lesním porostu prostřednictvím vyluhování rozpustných metabolitů a svou roli může mít i typ

vegetace a mechanický vliv koruny, který ovlivňuje chemismus podkorunových srážek (Fišák et al. 2006). Obohacení vzorků throughfallu je předpokládáno v případě látkových toků Mn, Rb a SO_4^{2-} (Kubínová 2010). Zatímco na Šumavě byl throughfall odebírán pod korunami smrků, tak v Krkonoších se jednalo o kleč. Vliv může mít také umístění odběrového zařízení. Izotopově bohatší jsou vzorky odebrány z centrální části koruny ve srovnání se vzorky odebranými pod periferií koruny (Brodersen et al. 2000). Odběrná zařízení throughfallu byla v našem případě umístěna ve všech oblastech stejně.

7.6 Podíl mlhy na atmosférické depozici

V závěru této práce pak byl vypočítán podíl mlhy na atmosférické depozici. Vzhledem k tomu, že v oblasti Jizerských hor nebyl odebírán throughfall, bylo možné vypočítat tento podíl pouze pro oblast Krkonoš a Šumavy. Pro výpočet bylo potřeba, aby izotopové hodnoty throughfall ležely v rozmezí hodnot deště a mlhy. Tento předpoklad byl splněn pouze u čtyř odběrů. Z oblasti Krkonoš se jedná pouze o jednu hodnotu $\delta^2\text{H}$ ze dne 2.10 z Labské boudy, což je způsobeno nejspíš odběrem throughfall. Pro oblast Šumavy vychází průměrný podíl mlhy na atmosférické depozici pro $\delta^{18}\text{O}$ 4,7 % a $\delta^2\text{H}$ 6,4 %, což je méně než pro tuto oblast uvádí Tesař et al. (2004), kteří uvádějí 10 % srážkového úhrnu. Tento rozdíl v podílu může být způsoben tím, že v literatuře je uváděn průměrný podíl za celý kalendářní rok, zatímco v rámci této práce se jedná o průměrný podíl odběrů ze dvou měsíců. Nicméně, vzhledem k tomu, že v průběhu roku bývají mlhy méně častější (Tolasz et al. 2007), bylo očekávání takové, že v říjnu a listopadu bude podíl mlhy na srážkovém úhrnu vyšší než 10 %. Podobný podíl mlhy na atmosférické depozici (5-9 %) uvádí pro oblast tropického a horského lesa na Kostarice Schmid et al. (2011). Pro oblast Krkonoš pak vychází podíl pouze pro $\delta^2\text{H}$, a to 3,6 %. Tesař et al. (2004) přitom uvádějí, že se mlha v této oblasti podílí na srážkovém úhrnu cca 15 až 20 %. Zajímavé je pak srovnání s německou stranou Krušných hor s podílem až 25 % (Lange et al. 2003) nebo se Sudety v sousedním Polsku, kde je uváděn podíl až 60 % srážkového úhrnu (Blaš et al. 2010). Výsledný podíl uváděný v literatuře pro tyto dvě oblasti může být rozdílný také díky jiné metodice kvantifikace horizontálních srážek, mezi které patří například metoda vodní bilance lesního patra, metoda chemismu povrchového odtoku anebo metoda mikrometeorologického modelování.

7.7 Závěrečná doporučení

Pro navazující práce bych doporučila k zamezení evaporace a výměny plynů, aby odběrná láhev měla co nejmenší prostor umožňující výměnu plynů s okolím. K eliminaci evaporace lze využít odběrové lahve se zúženým hrdlem, víčka s různým těsněním například v podobě plastové vložky nebo neoprénu. Do odběrových láhví bych také doporučila aplikovat vrstvičku minerálního oleje bránící výměně plynů s okolím. Pokud se jedná o odběry s minimálně týdenním intervalem, doporučuje se použít alespoň 1 cm tlustou vrstvičku tohoto oleje. Odběr by neměl probíhat na přímém slunci a vzorky je také nutné uchovávat a přepravovat v chladu (Scholl et al. 2011; Mook, de Vries 2001).

Vzhledem k podobnému složení deště a throughfallu je potřeba věnovat zvýšenou pozornost také umístění odběrových zařízení pro throughfall. Pro odběr throughfallu lépe funguje smrkový porost vzhledem ke struktuře koruny a její výšce nad zemí. V rámci této práce byly odběry pod smrkovým porostem odebírány na Šumavě a jejich hodnoty vycházely lépe než odběry pod borovicovou klečí v Krkonoších.

Vzhledem k tomu, že je kvantifikace horizontálních srážek díky jejich časové a prostorové variabilitě obtížná, doporučila bych použít pro výpočet hydrologického podílu mlhy na atmosférické depozici kromě jednoduché směšovací rovnice i další metodu kvantifikace horizontálních srážek. Pro studování procesu depozice mlhy na lesní porost lze využít například metodu mikrometeorologického modelování lesního patra nebo metoda chemismu povrchového odtoku (Chung et al. 2017).

8 Závěr

V rámci této diplomové práce bylo provedeno vůbec první měření izotopového složení mlhy v ČR. Poprvé zde také byly využity stabilní izotopy k určení podílu mlhy na atmosférické depozici v ČR. Kromě mlhy bylo analyzováno i izotopové složení deště a throughfallu. Konkrétně bylo studováno poměrné izotopové složení $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$. 14denní kumulativní odběry pro izotopovou analýzu probíhaly v rámci odběrových míst AV ČR ve třech horských oblastech, a to v Krkonoších, na Šumavě a v Jizerských horách v průběhu měsíce října a listopadu 2017.

Pomocí statistického testu bylo ověřeno, že se reálné hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ srážek neliší od hodnot vypočtených pomocí modelu GNIP ($\delta^{18}\text{O}$ srážek $p=0,1094$).

Z porovnání izotopového složení jednotlivých odběrových epizod vyplývá, že s výjimkou dvou odběrů na Šumavě je mlha ve srovnání s deštěm izotopově těžší. Rozdílnost izotopového složení mlhy byla potvrzena i pomocí statistického testu při stanovené hladině významnosti $\alpha = 0,05$ pro $\delta^{18}\text{O}$ $p=0,04192$ a pro $\delta^2\text{H}$ $p=0,04342$. Byla tak potvrzena jedna z hypotéz této práce, že mlha je ve srovnání s deštěm izotopově těžší.

Výsledky práce potvrzují také pracovní hypotézu, že se izotopové složení $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ deště a mlhy mezi oblastmi neliší. Hypotéza byla potvrzena pomocí statistického testu při stanovené hladině významnosti $\alpha = 0,05$ pro $\delta^2\text{H}$ mlhy $p=0,5144$, deště $p=0,5293$ a pro $\delta^{18}\text{O}$ mlhy $p=0,4343$ a deště $p=0,7716$.

Byl vypočítán podíl mlhy na atmosférické depozici pomocí jednoduché směšovací rovnice pro oblast Krkonoš a Šumavy. Pro oblast Jizerských hor nebyl k dispozici odběr throughfallu a podíl mlhy tak nebyl pro tuto oblast počítán. Vzhledem k tomu, že výsledné hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ throughfallu odpovídají spíše hodnotám deště, vyšly reálné hodnoty podílu mlhy jen pro šest odběrů. Průměrný podíl mlhy na atmosférické depozici na Šumavě je pro $\delta^{18}\text{O}$ 5 % a pro $\delta^2\text{H}$ 6 %. Pro jednu lokalitu v Krkonoších je pro $\delta^{18}\text{O}$ 4 %.

Závěrem je možné konstatovat, že metodu stabilních izotopů je možné využít při stanovení hydrologického podílu mlžné vody na atmosférické depozici. Nicméně je velmi důležité zajistit

spolehlivé odběry vzorků (zejména s ohledem na malou odlišnost složení deště a throughfallu) a dále dbát důsledně na správnou manipulaci s odebranými vzorky tak, aby nedocházelo k evaporaci a frakcionaci už odebrané vody. Pro odhad příspěvku mlžné vody k atmosférické depozici v našich podmínkách, kdy se zdá, že příspěvek mlhy je poměrně nízký (do 10 %), je vhodné kombinovat tuto metodu s jinými vhodnými metodami (např. metodu mikrometeorologického modelování lesního patra nebo metoda chemismu povrchového odtoku).

9 Seznam literatury

Ange Ch. A., Matschullat J., Zimmermann F., Sterzik G., Wienhaus O. (2003): Fog frequency and chemical composition of fog water - a relevant contribution to atmospheric deposition in the eastern Erzgebirge, Germany. *Atmospheric Environment*, 37(26), 3731-3739.

Anastasio C., McGregor K. G. (2001): Chemistry of fog waters in California's Central Valley: 1. In situ photo formation of hydroxyl radical and singlet molecular oxygen. *Atmospheric Environment* 35, 5629–5643.

Aravena R, Suzuki O, Pollastri A. (1989): Coastal fog and its relation to groundwater in the IV region of northern Chile. *Chemical Geology* 79, 83-91.

Bednář J., Zikmunda O. (1985): Fyzika mezní vrstvy atmosféry. Academia Praha, 245 s.

Bednář J., Kopáček J. (2005): Jak vzniká počasí. Karolinum, Praha. 226 s.

Blaš M., Polowska Z., Sobik M., Klimaszewska K., Nowinski K., Namiesnik J. (2010): Fog water chemici composition in different geographic regions of Poland. *Atmospheric Research* 95, 455- 469.

Bowen G. J., Wilkinson B. H. (2002): Spatial distribution of $\delta^{18}\text{O}$ in meteoric precipitation. *Geology*, 30(4), 315-318.

Bowen G. J. (2010): Isoscapes: Spatial Pattern in Isotopic Biogeochemistry. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 38, 161-187.

Bowen G. J., Revenaugh J. (2003): Interpolating the isotopic composition of modern meteoric precipitation, *Water Resources Research*, 39(10), 1299.

Bowen G. J., Wassenaar L. I., Hobson K. A. (2005): Global application of stable hydrogen and oxygen isotopes to wildlife forensics. *Oecologia* 143, 337–3.

Brodersen, C., Pohl S., Lindenlaub M., Leibundgut C., Wilpert K (2000): Influence of vegetation structure on isotope content of throughfall and soilwater. *Hydrological Processes*, 14 (8), 1439-1448.

Braniš M., Hůnová I. eds. (2009): Atmosféra a klima: aktuální otázky ochrany ovzduší. Karolinum, Praha, 351 s.

Brázdil R., Štekl J. (1999): Klimatické poměry Milešovky. Academia, Praha, 433 s.

- Brewer R. L., Gordon R. J., Shepard L. S. (1983): Chemistry of mist and fog from the Los Angeles urban area. *Atmospheric Environment*, 17 (11), 2267 – 2270.
- Bridges K. S., Jickells T. D., Davies T. D., Zeman Z., Hůnová I. (2002): Aerosol, precipitation and cloud water chemistry observations on the Czech Krusne Hory plateau adjacent to a heavily industrialized valley. *Atmospheric Environment* 36, 353–360.
- Burgess S. S. O., Dawson T. E. (2004): The contribution of fog to the water relations of Sequoia Sempervirens (D. Don): foliar uptake and prevention of dehydration, *Plant, Cell and Environment*, 27, 1023–1034.
- Burkard R., Butzberger P., Eugster W (2003): Vertical fogwater flux measurements above an elevated forest canopy at the L'ageren research site, Switzerland. *Atmospheric Environment* 37, 2979–2990.
- Buzek F., Bystricky V., Kadlecova R., Kvitek T., Ondr P., Sanda M., Zajicek A., Zlabek P. (2009): Application of two-component model of drainage discharge to nitrate contamination. *Journal of Contaminant Hydrology* 106, 99–117.
- Cabicar J. (1983): Vlastnosti stabilních izotopů a jejich význam. In: Stabilní izotopy, Academia, Praha. 13-28 s.
- Clark I. D, Fritz P. (1997): Environmental Isotopes in Hydrogeology. CRC Press: New York. 343 s.
- Coplen T. B., Hopple J. A., Böhlke J. K., Peiser H. S., Rieder S. E., Krouse H. R. et al. (2002): Compilation of minimum and maximum isotope ratios of selected elements in naturally occurring terrestrial materials and reagents: U. S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 01-4222, 98.
- Corbin J. D., Thomsen M. A., Dawson T. E., D'Antonio C. M. (2005): Summer water use by California coastal prairie grasses: Fog, drought, and community composition, *Oecologia* 145, 511-521.
- Craig, H. (1961): Isotopic variations in meteoric waters. *Science* 133, 1702-1703.
- Croft P. J. (2002): Fog. In: Holton J. R. (ed.) Encyklopedia of atmosphere science, Academic Press, London. 2780 s.
- Daube Jr. B. C, Flagan. R. C., Hoffmann M. R (1986): Active Cloud water Collector. U. S. Patent nr. 4,697,462.
- Daube B, Kimball K. D, Lamar P. A, Weathers K. C. (1987): Two new ground-level cloud water sampler designs which reduce rain contamination. *Atmospheric Environment* 21, 893–900.
- Dawson T. E. (1993): Water sources of plants as determined from xylem-water isotopic composition: Perspectives on plant competition, distribution, and water relations, in Stable isotopes and plant carbon-water relations, *Academic Press*. 465–496.
- Dawson T. E. (1998): Fog in the California redwood forest: ecosystem inputs and use by plants *Oecologia* 117, 476-485.

- De Lay J. K., Giambelluca T. W. (2010): History of cloud water interception research in Hawaii. In *Tropical Montane Cloud Forests: Science for Conservation and Management*, Bruijnzeel LA, Scatena FN, Hamilton LS, Cambridge University Press: Cambridge, UK, 332–341.
- Dinçer T., Payne R., Florkowski T., Martinec J., Tongiorgi E. (1970): Snowmelt run off from measurements of Tritium and Oxygen-18, *Water Resources* 5, 110–124.
- Eugster W., Michna P., Schenk J., Werner R. A. (2013): MiniCASCC - A battery driven fog collector for ecosystem research. *Atmospheric Research* 128, 24–34.
- Fahey B., Davie T., Stewart M. (2011): The application of a water balance model to assess the role of fog in water yields from catchments in the east Otago uplands, South Island, New Zealand. *Journal of Hydrology*, 50(2), 279–292.
- Fessehaye M., Abdul-wahab S.A., Savage M.J., Kohler T., Gherezghiher T., Hurni H. (2014): Fog-water collection for community use. *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 29, 52–62.
- Fischer D. T., Still C. J. (2007): Evaluating patterns of fog water deposition and isotopic composition on the California Channel Islands. *Water Resources Research*, 43(4), W04420, 1–13.
- Fišák J., Řezáčová D. (2000): Koncentrace polutantů v mlžné (oblačné) vodě na Milešovce při vybraných epizodách. *Meteorologické Zprávy*, 53(6), 169–178.
- Fišák J. (2004): Výzkum horizontálních srážek v Ústavu fyziky atmosféry AV ČR. *Meteorologické zprávy* 57, 78–85.
- Fišák J., Tesař M. (2016): Usazené srážky – jejich význam a výzkum. Akademický bulletin. Dostupné na: <http://www.avcr.cz/en/media/news-archive/Usazene-srazky-jejich-vyznam-a-vyzkum>
- Friedecký D., Lemr K. (2012): Úvod do hmotnostní spektrometrie. *Klinická biochemie a metabolismus*, 20 (41). 152–157.
- Friedman I. (1953): Deuterium content of natural waters and other substances. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 4, 89–103.
- Fry B. (2006): Stable isotope ecology. Springer Science, New York. 295 s.
- Giustini F., Brilli M., Patera A. (2016): Mapping oxygen stable isotopes of precipitation in Italy. *Journal of Hydrology: Regional Studies* 8, 162–181.
- Fuzzi, S., Facchini, M. C., Decesari, S., Matta E., Mircea M. (2002): Soluble organic compounds in fog and cloud droplets: what have we learned over the past few years? *Atmospheric Research* 64, 89–98.
- Gat J. R., Mook W. G., Meijer H. A. J. (2001): Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle Principles and Applications, Volume II: Atmospheric water, International Atomic Energy Agency and United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization.

- Gonfiantini R, Longinelli A. (1962): Oxygen isotopic composition of fous and rains from the North Atlantic. *Experientia* 18, 222–223.
- Graf P., Wernli H., Sodemann H., Pfahl S., Risi C. (2018): The influence of below-cloud proces on short-term variations of stable water isotopes in surface precipitation. EGU Genereal Assembly 20, EGU 2018-18994.
- Groning M., Vanduren M., Andreescu L. (2007): Metrological characteristics of the conventional measurement scales for hydrogen and oxygen stable isotope amountratos: the δ -scales. In: Combining and Reporting Analytical Results, Eds. A. Fajgelj, M. Belli, U. Sansone. Proceeding sofan International Workshop on “Combining and reporting analytical results: The role of traceability and uncertainty for comparing analytical results”, Rome, 6-8 March 2006, Royal Society of Chemistry, 62-72.
- Gryniewicz M., Polkowska Ż., Zygmunt B., Namieśnik J. (2002): Atmospheric precipitation samplingfor analysis. *Polish Journal of Environmental Studies*, 12(2) 133-140.
- Hadaš P. (2006): Horizontální srážky jako významná složka vláhové bilance ekosystému lužních lesů. In: Lapin M., Matějka F. Bioclimatology and water in the land. Bratislava: Knihovna a publikační centrum fakulty FMFI, Komenského univerzita, Bratislava.
- Hagemeyer J., Lohrie K. (1995): Distribution of Cd and Zn in Antal xylem rings of young spruce trees [*Piceaabies* (L.) Karst.] grown in contaminated soils. *Trees* 9, 195–199.
- Hladíková J. (1988): Základy geochemie stabilních izotopů lehkých prvků. Brno: Univerzita J. E. Purkyně. 96 s.
- Hoefs J. (2009): Stable isotope geochemistry, 6th edition. Springer - Verlag. Berlin. 285 s.
- Hruška J., Krám P. (2003): Modelling long-term changes in stream water and soil chemistry in catchments with contrasting vulnerability to acidification (Lysina and Pluhuv Bor, Czech Republic). *Hydrology and Earth System Sciences* 7, 525–539.
- Hůnová I., Kurfürst P., Maznová J., Coňková M. (2011): The contribution of occult precipitation to sulphur deposition in the Czech Republic. *Erdkunde Archive for scientific geography* 65, 247-259.
- Hůnová I., Maznová J., Kurfürst P. (2014): Trends in atmospheric deposition fluxes of sulphur and nitrogen in Czech forests. *Environmental Pollution* 184, 668–675.
- Hůnová I., Kurfürst P., Vlček O., Stráník V., Stoklasová P., Schováňková J., Srbová D. (2016): Towards a Better Spatial Quantification of Nitrogen Deposition: A Case Study for Czech Forests. *Environmental Pollution* 213, 1028–1041
- Hůnová I., Kurfürst P., Stráník V., Modlík M. (2017): Nitrogen deposition to forest ecosystems with focus on its different forms. *Science of the Total Environment* 575, 791–798.

- Hussain S., Xianfang S., Hussain I., Jianrong L., Mei H. D., Hu Y. L., Huang W. (2015): Controlling Factors of the Stable Isotope Composition in the Precipitation of Islamabad, Pakistan. *Advances in Meteorology* 2015, 1-11.
- Hyslop N. P. (2009): Impaired visibility: the air pollution people see. *Atmospheric Environment*, 43(1), 182–195.
- Hut G. (1987): Consultants' Group Meeting on Stable Isotope Reference Samples for Geochemical and Hydrological Investigations, IAEA, Vienna, 16 - 18 September 1985; report to the Director General. International Atomic Energy Agency, Vienna.
- Chung M., Dufour A., Pluche R., Thompson S (2017): How much does dry season fog matter? Quantifying fog contributions to water balance in a coastal California watershed. *Hydrological Processes* 32, 3948-3961.
- IAEA/WMO (1998): Global network for isotopes in precipitation. The GNIP database. Release 3, October 1999: URL: <http://www.iaea.org/programs/ri/gnip/gnipmain.htm> (11/2000).
- IAEA: Reference Materials for Trade and Development: Quality and comparability [online]. [cit. 2017 11-22]. Dostupné z: http://www.iaea.org/About/Policy/GC/GC52/GC52InfDocuments/English/gc52inf-3-att3_en.pdf
- Ichiyanagi K. (2007): Review: Studies and Applications of Stable Isotopes in Precipitation. *International Association of Hydrological Science*, 37(4), 166-185.
- Ingraham N. L., Matthews R. A. (1988): Fog drip as a source of groundwater recharge in northern Kenya. *Water Resources* 24, 1406–1410.
- Ingraham N. L., Matthews R. A. (1990): A stable isotopic study of fog: The Point Reyes Peninsula, California, U.S.A. *Chemical Geology* 80, 281–290.
- Ingraham N. L., Matthews R. A. (1995): The importance of fog-drip water to vegetation: Point Reyes Peninsula, California. *Journal of Hydrology* 164, 269-285.
- Jouzel J. (1986): Isotopes in cloud physics: Multiphase and multistage condensation processes. In *Handbook of environmental isotope geochemistry* 2, Elsevier Science, 61–112.
- Kaseke K. F., Wang L., Seely M. K. (2017): Non rainfall water origins and formation mechanisms. *Science Advances* 3, e1603131.
- Kaseke K. F., Tian Ch., Wang L., Seely M., Vogt R., Wassenaar T., Mushi R. (2018): Fog Spatial Distributions over the Central Namib Desert - An Isotope Approach. *Aerosol and Air Quality Research* 18, 49–61.
- Kelly S., Heaton K., Hoogewerff J. (2005): Tracing the geographical origin of food: The application of multi-element and multi-isotope analysis. *Trends in Food Science and Technology*, 16(12), 555–567.

- Kendall, C. (1992): Temporal, spatial and species effects on the oxygen and hydrogen isotopic compositions of throughfall. *EOS, Transactions of the American Geophysical Union*, 73(43), 160.
- Kendall C., McDonnell J. J. (1998): *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*. Elsevier Science, 839 s.
- Kerfoot O. (1968): Mist precipitation on vegetation. *Forestry Abstracts* 29, 8–20.
- Klemm O., Wrzesinsky T., Scheer C. (2005): Fog water flux at a canopy top: Direct measurement versus one-dimensional model. *Atmospheric Environment* 39, 5375–5386.
- Klemm O., Wrzesinsky T. (2007): Fog deposition fluxes of water and ions to a mountainous site in Central Europe. *Tellus* 59, 705–714.
- Kovačiková L., Brůžek S. (2008): Stabilní izotopy a bioarcheologie – výživa a sledování migrací v populacích minulosti. *Živa* 1, 42–45.
- Krachti O., Hilkert A. (2016): EA-IRMS: Fast and Precise Isotope Analysis of Liquids on a Delta V Isotope Ratio MS with a High Temperature Conversion Elemental Analyzer. Thermo Fisher Scientific. [cit. 2018-01-05]. Dostupné z: <https://www.thermofisher.com/order/catalog/product/IQLAAEGAATFABHMZZZ>
- Kubásek J. (2016): Optická spektroskopie pro analýzu poměru stabilních izotopů, Konkurence nebo alternativa ke konvenční hmotové spektroskopii stabilních izotopů (IRMS)? *Chemické Listy* 110. 166–173.
- Kubínová P. (2010): Porovnání chemismu srážek na volné ploše a pod korunami stromů. *Vodohospodářské technicko-ekonomické informace* 52. s. 29–31.
- Kubištová L. (2011): Stabilní izotopy v ekologii. Příroda.cz: příroda, ekologie, život [online]. [cit. 2018-01-05]. Dostupné z: <http://www.priroda.cz/clanky.php?detail=1566>
- Lange C. A., Matschullat J., Zimmermann F., Sterzik G., Wienhaus O. (2003): Fog frequency and chemical composition of fog water - a relevant contribution to atmospheric deposition in the eastern Erzgebirge, Germany. *Atmospheric Environment* 37, 3731–3739.
- Lattanzi F. A. (2014): Definitions, terminology & basic principles. Stable Isotope Course – April 2014. Technische Universität München.
- Liang Y. L., Lin T. C., Hwang J. L., Lin N. H., Wang C. P. (2009): Fog and precipitation chemistry at a mid-land forest in central Taiwan. *Journal of Environmental Quality*, 38(2), 627–36.
- Limm E. B., Simonin K. A., Bothman A. G., Dawson T. E. (2009): Foliar water uptake: A common water acquisition strategy for plants of the redwood forest. *Oecologia* 161, 449–459.
- Lisowska-Gaczorek A., Cienkosz-Stepańczyk B., Szostek K. (2017): Oxygen stable isotopes variation in water precipitation in Poland – anthropological applications. *Anthropological Review*, 80(1), 57–70

- Liu W. J., Zhang Y. P., Li H. M., Liu Y. H. (2005): Fog drip and its relation to groundwater in the tropical seasonal rain forest of Xishuangbanna, Southwest China: a preliminary study. *Water Research* 39, 787-94.
- Liu W. J., Liu W. Y., Li P. J., Gao L., Shen Y. X. et al. (2007): Using stable isotopes to determine sources of fog drip in a tropical seasonal rain forest of Xishuangbanna, SW China. *Agricultural and Forest Meteorology* 143, 80–91.
- Lopez-garcia, De dios riviera D. J. (2015): Mechanical characteristics of Raschel mesh and their application to the design of large fog collectors. *Atmospheric Research* 151, 250-258.
- Lovett G. M., Reiners W. A., Olson R. K. (1982): Cloud droplet deposition in subalpine balsam fir forests: hydrological and chemical inputs. *Science* 218, 1303–1304.
- Majoube M. (1971): $\delta^{18}\text{O}$ and deuterium fractionation between water and stream. *Journal de chimie physique et de physico-chimie biologique* 68, 1423.
- Michna P., Werner R. A., Eugster W. (2015): Does fog chemistry in Switzerland change with altitude? *Atmospheric Research* 151, 31-44.
- Mook W. G, de Vries J. J. (2001): Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle Principles and Applications. Free University, Amsterdam 1, 164 s.
- Moldan B. (1991): Atmospheric deposition: A biogeochemical process, Academia, Praha, 109 s.
- Nagel J. F. (1956): Fog precipitation on Table Mountain. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 82: 452–460.
- Nelson S. T. (2000): A simple, practical methodology for routine VSMOW/SLAP normalization of water samples analyzed by continuous flow methods. Rapid communications in mass spektrometry. *Rapid Commun. Mass Spectrometry* 14, 1044–1046.
- Pérez-Díaz J. L., Ivanov O., Peshev Z., Álvarez-Valenzuela M. A., Valiente-Blanco I. et al. (2017): Fogs: Physical Basis, Characteristic Properties and Impacts on the Environment and Human Health Regalado. *Water* 9, 807.
- Phillips D. L., Gregg J. W. (2001): Uncertainty in source partitioning using stable isotopes. *Oecologia* 127, 171-179.
- Podzimek J. (1959): Fyzika oblaků a srážek. Nakladatelství Československé akademie věd. 447 s.
- Procházka P. (2006): Analýza stabilních izotopů – alternativní metoda studia migrace ptáků. *Sylvia* 42, 3–21.
- Prošková J., Hůnová I. (2006): Přístupy k hodnocení atmosférické depozice horizontálních srážek. *Meteorologické zprávy*, 59(5): 151–157.

- Regalado C. M., Ritter A. (2016): The design of an optimal fog water collector: A theoretical analysis. *Atmospheric Research* 178–179, 45–54.
- Reynolds A., Jefferson A. J. (2014): Sensitivity of precipitation isotope meteoric water lines and seasonal signals to sampling frequency and location, Geological Society of America Annual Meeting, Vancouver, British Columbia, October 2014.
- Ritter A., Regalado C. M., Guerra J. C. (2015): Quantification of Fog Water Collection in Three Locations of Tenerife (Canary Islands). *Water* 7, 3306–3319.
- Rozanski K., Araguas L., Gonfiantini R. (1993): Isotopic patterns in modern global precipitation, in Swart, P. K. et al., eds., Climate change in continental isotopic records: *American Geophysical Union Geophysical Monograph* 78, 1–36.
- SAHRA - Isotopes and Hydrology: Sustainability of semi-Arid Hydrology and Riparian Areas [online]. [cit. 2017-11-23]. Dostupné z: <http://web.sahra.arizona.edu/programs/isotopes/oxygen.html>
- Salamalikis V., Argiriou A. A., Dotsika E. (2016): Periodicity analysis of $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation over Central Europe: Time – frequency considerations of the isotopic ‘temperature’ effect. *Journal of Hydrology* 534, 150–163.
- Samcová A. (2014): Mlha jako faktor podílející se na celkové atmosférické depozici. Bakalářská práce. Univerzita Karlova v Praze. Přírodovědecká fakulta
- Sedlmaierová P. (2015): Vyhodnocení pohybu v povodí Nisy. Bakalářská práce. ČVUT v Praze. Fakulta stavební. Katedra hydromeliorací a krajinného inženýrství.
- Sharp Z. (2017): Principles of Stable Isotope Geochemistry. Upper Saddle River, N.J.: Pearson/Prentice Hall. 344 s.
- Schemenauer R. S., Ceredas P. A. (1994): Proposed Standard Fog Collector for Use in High-Elevation Regions. *Journal of applied meteorology* 33, 1313–1322.
- Schmid S., Burkard R., Frumau K. F. A., Tobon C., Bruijnzeel L. A., Siegwolf R., Eugster W. (2011): Using eddy covariance and stable isotope mass balance techniques to estimate fog water contributions to a Costa Rican cloud forest during the dry season. *Hydrological Processes* 25, 429–437.
- Schoeller D. A (1999): Isotope Fractionation: “Why Aren’t We What We Eat?” *Journal of Archaeological Science* 26, 667–73.
- Scholl, M. A., Ingebritsen S. E., Janik C. J., Kauahikaua J. P. (1995): An isotope hydrology study of the Kilauea Volcano area, Hawaii. U. S. Geological Survey Water Resources Investigations Report 95-4213, 44 s.

- Scholl M. A., Ingebritsen S. E., Janik C. J., Kauahikaua J. P. (1996): Use of precipitation and ground water isotopes to interpret regional hydrology on a tropical volcanic island: Kilauea volcano area, Hawaii. *Water Resources*, 32 (12), 3525–3537.
- Scholl M., Gingerich S. T., Tribble G. W. (2002): The influence of microclimates and fog on stable isotope signatures used in interpretation of regional hydrology: East Maui, Hawaii, *Journal of Hydrology* 264, 170–184
- Scholl M. A., Giambelluca T. W., Gingerich S. B., Nullet M. A., Loope L. L. (2007): Cloud water in windward and leeward mountain forests: the stable isotope signature of orographic cloud water. *Water Resources Research* 43. W12411.
- Scholl M. A., Shanley J. B., Zegarra J. P., Coplen T. B. (2009): The stable isotope amount effect: new insights from NEXRAD echo tops, Luquillo Mountains, Puerto Rico. *Water Resources Research* 45. W12407.
- Scholl M., Eugster W., Burkard R. (2011): Understanding the role of fog in forest hydrology: stable isotopes as tools for determining input and partitioning of cloud water in montane forests. *Hydrological Processes*, 25(3), 353–366.
- Singh B. P. (2017): Original isotopic composition of water in precipitation by different methods. *Applied Water Science*, 7(6), 3385–3390.
- Skarzynska K., Polkowska Z., Namiesnik J. (2006): Sampling of Atmospheric Precipitation and Deposits for Analysis of Atmospheric Pollution. *Journal of Automated Methods and Management in Chemistry* 2006, 1-19.
- Skřivan P., Navrátil T., Vach M., Špičková J., Fottová D. (2004): Vliv metabolitů lesní vegetace na chemismus throughfallu. Proceedings z konf. (eds Šír, M. a Tesař, M.) Atmosférická depozice 2004, 29. 6. – 30. 6. 2004, Tejmlov u Stach, 69–74.
- Skybová, M. (2007): Studium transportu a transformací troposférických polutantů. Dizertační práce PřF MUNI, Brno 2007.
- Sobíšek B. et al. (1993): Meteorologický slovník výkladový a terminologický. Praha: Ministerstvo životního prostředí České republiky. 594 s.
- Stewart M. K. (1975): Stable isotope fractionation due to evaporation and isotopic exchange of falling water drops: Applications to atmospheric processes and evaporation of lakes. *Journal of Geophysical Research* 80, 1133–1146.
- Sulzman E. W. (2007): Stable isotope chemistry and measurement: a primer. Stable isotopes in ecology and environmental science. Malden – Oxford – Carlton: Blackwell Publishing. 1–21.

- Šanda M., Vitvar T., Holko L., Blažková Š., Bůžek F. et al. (2008): Hydrological response of the small catchment monitored by means of isotope and silica tracers. *Hydrologie malého povodí* 2008. Praha: Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, v. v. i. 285-292.
- Šanda M., Vitvar T., Holko L., Blažková Š., Bůžek F. et al. (2011) Využití stabilních izotopů vodíku a kyslíku v hydrologii malých experimentálních povodí České a Slovenské republiky. *Hydrologie malého povodí* 2011. Praha: Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, v. v. i. 419-435.
- Šanda M., Vitvar T., Jankovec J. (2017): Decade of snowmelt tracing with stable oxygen isotope in a headwater catchment. *ČVUT v Praze. Hydrologie malého povodí*. Praha: Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, v. v. i.
- Šantrůček J., Šantrůčková H., Kaštovská E., Květoň J., Tahovská K. (2014): Stabilní izotopy a jejich použití v biologii a ekologii. Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Přírodovědecká fakulta.
- Šantrůček J., Šantrůčková H. et al. (2018): Stabilní izotopy biogenních prvků. *Academia*. 176 s.
- Šír, M., Tesař, M. (2013): Water retention and runoff formation in the Krkonoše Mts. *Opera Corcontica* 50, 97-106.
- Tesař M., Fottová D., Eliáš V., Šír M. (2000): Occut precipitation as an impornant contritin to the wet depostion in Bohemian Forest. *Silva Gebrata* 4, 87-96.
- Tesař M., Šír M., Kulasova A., Fottová D., Eliáš V. (2000): Usazené srážky jako významný příspěvek k vodní a látkové bilanci malého horského povodíConference: Conference: Hydrologické dny 2000 – Nové podněty a vize pro příští století, At Plzeň, Czech Rapublic, Volume: Bucek, J., Tesař, M. (eds.), Sborník konference Hydrologické dny 2000 – Nové podněty a vize pro příští století, ČHMÚ Praha, 2000, 143–150.
- Tesař M., Šír M., Fottová D., Harčarik J. (2004) Vstup vody a znečištění z vodního aerosolu v mlze v horské oblasti Krkonoš: časová variabilita. In: Sborník konference České aerosolové společnosti 24. 11. 2004, Česká aerosolová společnost. Praha, 13-16.
- Tesař M., Šír M., Krejča M., Vácha J. (2008) Influence of vegetation cover on air and soil temperatures in the Šumava Mts. (Czech Republic). *Biologia*, 61(19), 311–314.
- Tolazs R., Miková T., Valeriánová A. et al. (2007): Atlas podnebí Česka. ČHMÚ a Univerzita Palackého, Praha a Olomouc, 256 s.
- Uehara Y., Kume A. (2012): Canopy Rainfall Interception and Fog Capture by Pinus pumila Regal at Mt- Tateyama in the Northern Japan Alps, Japan. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 44, 143–150.
- Vitvar, T., Aggarwal P. K., Herczeg A. L. (2007): Global Network is launched to monitor isotopes in rivers, *Eos Transactions American Geophysical Union*, 88 (33), 325–326.
- Vysoudil M. (2013): Základy fyzické geografie 1, Meteorologie a klimatologie. Palackého Univerzita v Olomouci, 110 s.

Yurtsever Y., Gat, J. A. (1981): Atmospheric waters. In: Gat, J. R., Gonfiantini R. Stable Isotope Hydrology – Deuterium and oxygen-18 in the watercycle. International Atomic Energy Agency, Vienna, Austria, Technical Report Series, 103–142.

Zadroga F. (1981): The hydrological importance of a montane cloud forest area of Costa Rica. In Tropical Agricultural Hydrology, Lal R, Russell E. W, John Wiley: New York. 59–73.

Zelený V. (1967): Intercepce a horizontální srážky v Beskydech. *Meteorologické zprávy*, 20(6), 154–157

10 Přílohy

Příloha 1: Tabulka $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ srážek, mlhy a throughfallu jednotlivých lokalit v rámci oblastí

Lokalita	Termín odběru	$\delta^2\text{H}$ [‰]			$\delta^{18}\text{O}$ [‰]		
		F	R	TH	F	R	TH
Krk_SH	2.10.	-54,796	-77,322	-84,591	-8,693	-11,267	-12,256
Krk_SH	16.10.	-49,130	-58,131	-62,200	-7,737	-8,693	-9,371
Krk_LB	2.10.	-64,875	-83,607	-84,524	-9,876	-12,554	-12,459
Krk_LB	16.10.	-55,298	-60,722	-61,886	-8,718	-9,296	-9,347
Krk_LB	27.10.	-41,392	-64,355	-66,747	-7,322	-9,864	-10,043
Šum_CH	2.10.	-57,080	-59,936	-65,108	-8,707	-9,466	-9,666
Šum_CH	24.10.	-60,067	-57,029	-55,670	-9,744	-8,611	-8,015
Šum_CH	7.11.	-54,924	-65,500	-65,165	-9,126	-9,979	-9,916
Šum_CH	9.11.	-61,012	-83,323	-82,620	-9,924	-12,568	-12,424
Šum_M	25.10.	-39,040	-56,755	-55,377	-6,096	-8,636	-8,962
Šum_M	14.11.	-75,381	-65,515	-63,710	-11,141	-10,311	-9,958
Jiz	6.10.	-55,333	-60,022	Neměřeno	-9,074	-9,250	Neměřeno
Jiz	6.11.	-47,088	-59,073	Neměřeno	-7,874	-9,484	Neměřeno

F – mlha (fog), R – déšť (rain), TH – throughfall, **Krk_SH** – Krkonoše-Studniční hora, **Krk_LB** – Krkonoše-Labská bouda, **Šum_CH** – Šumava- Churáňov, **Šum_M** – Šumava- Malá Mokrůvka, **Jiz** – Jizerské hory

Červené zvýraznění = hodnoty, kdy není mlha ve srovnání s deštěm izotopově těžší

Příloha 2: Průměrné hodnoty epizod jednotlivých lokalit v rámci oblastí

Lokalita	Termín odběru	$\delta^2\text{H}$ [‰]			$\delta^{18}\text{O}$ [‰]		
		F	R	TH	F	R	TH
Krk_SH	2.10. /16.10.	-54,796	-67,727	-73,396	-8,178	-9,980	-10,814
Krk_LB	2,16,27.10.	-53,855	-69,561	-71,052	-8,639	-10,571	-10,616
Šum_CH	2,24.10/7,9.11	-58,271	-66,447	-67,141	-9,375	-10,156	-10,005
Šum_M	25.10. /14.11.	-62,753	-53,769	-59,703	-8,204	-9,889	-9,460
Jiz	6.10. /6.11.	-51,211	-59,547	Neměřeno	-8,474	-9,367	Neměřeno

F – mlha (fog), R – déšť (rain), TH – throughfall , **Krk_SH** – Krkonoše-Studniční hora, **Krk_LB** – Krkonoše-Labská bouda, **Šum_CH** – Šumava- Churáňov, **Šum_M** - Šumava-Malá Mokrůvka, **Jiz** – Jizerské hory

Příloha 3: Průměrné hodnoty epizod jednotlivých oblastí

Lokalita	Termín odběru	$\delta^2\text{H}$ [‰]			$\delta^{18}\text{O}$ [‰]		
		F	R	TH	F	R	TH
Krkonoše	2., 16., 27. 10.	-53,098	-68,827	-71,99	-8,454	-10,335	-10,695
Šumava	2,24,25.10., 7., 9., 11. 11	-57,917	-64,676	-64,608	-8,985	-10,067	-9,824
Jizerské hory	6.10. /6.11.	-51,211	-59,547	Neměřeno	-8,474	-9,367	Neměřeno

F – mlha (fog), R – déšť (rain), TH – throughfall